

Tesis de Posgrado

Paleoambiente de sedimentación y estratigrafía del grupo Paganzo en el sistema del Famatina

Limarino, Carlos Oscar

1985

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en digital.bl.fcen.uba.ar. Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in digital.bl.fcen.uba.ar. It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

Cita tipo APA:

Limarino, Carlos Oscar. (1985). Paleoambiente de sedimentación y estratigrafía del grupo Paganzo en el sistema del Famatina. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1929_Limarino.pdf

Cita tipo Chicago:

Limarino, Carlos Oscar. "Paleoambiente de sedimentación y estratigrafía del grupo Paganzo en el sistema del Famatina". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1985.
http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_1929_Limarino.pdf

EXACTAS UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



UBA

Universidad de Buenos Aires

UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

FACULTAD DE CIENCIAS EXACTAS Y NATURALES

Tema de Tesis

PALEOAMBIENTE DE SEDIMENTACION Y ESTRATIGRAFIA DEL GRUPO PAGANZO
EN EL SISTEMA DEL FAMATINA

Autor

Carlos O. Limarino

Directo de Tesis

Bernabé J. Quartino

Lugar de trabajo

Departamento de Ciencias Geológicas

Tesis presentada para optar al título de Doctor en Ciencias Geológicas

-1985-

1929
ef. 3

INDICE

RESUMEN	1
I INTRODUCCION	5
II UBICACION Y AREA ABARCADA	7
III METODOLOGIA	12
a. GENERALIDADES	12
b. FACIES SEDIMENTARIAS	13
IV INVESTIGACIONES ANTERIORES EN EL AREA ESPECIFICA DEL ESTUDIO	16
V ESTRATIGRAFIA	21
a. GRUPO PAGANZO	21
b. SECCION INFERIOR	23
1. UNIDADES INCLUIDAS	23
2. LITOLOGIA Y FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION INFERIOR	27
3. EDAD DE LA SECCION INFERIOR	28
c. SECCION SUPERIOR	31
1. UNIDADES INCLUIDAS	31
2. LITOLOGIA Y FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION SUPERIOR	32
3. EDAD DE LA SECCION SUPERIOR	34
d. RELACIONES ESTRATIGRAFICAS	36
e. REFERENCIA A LA FORMACION POTRERO SECO	38
VI FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION INFERIOR	40
a. FACIES DE ORTOCONGLOMERADOS POLIMICTICOS GROSERAMENTE ESTRATIFICADOS	40

	b. FACIES DE SABULITAS, CONGLOMERADOS Y ARENISCAS GRUESAS (FACIES B)	61
	c. FACIES DE ARENISCAS Y PELITAS CON MARCAS SUBSTRATALES (FACIES C)	79
	d. FACIES DE ARENISCAS GUIJARROSAS Y DIAMICTITAS (FACIES D)	97
	e. FACIES DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELITAS (FACIES E)	109
VII	FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION SUPERIOR	125
	a. FACIES DE CONGLOMERADOS GRUESOS	125
	b. FACIES DE CONGLOMERADOS Y ARENISCAS (FACIES L)	133
	c. FACIES DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELITAS (FACIES M)	138
	d. FACIES DE ARENISCAS Y PELITAS (FACIES N)	149
	e. FACIES DE ARENISCAS FINAS CON ESTRATIFICACION ENTRECRUZADA DE GRAN ESCALA (FACIES O)	165
	f. FACIES DE ARENISCAS FINAS, PELITAS Y EVAPORITAS (FACIES P)	188
VIII	ORIGEN Y PROBABLE SIGNIFICADO DEL COLOR DE LAS ROCAS PERMICAS. SU VINCULACION CON LOS PROCESOS FORMADORES	202
	a. CONSIDERACIONES PRELIMINARES	202
	b. ORIGEN Y DISTRIBUCION DEL COLOR	204
	c. COMPOSICION MINERALOGICA Y QUIMICA DE LAS SEDIMENTITAS	206
	d. ORIGEN DEL PIGMENTO	211
	e. MECANISMO DE PIGMENTACION	216

IX	ASOCIACIONES DE FACIES	218
	a. ASOCIACION DE FACIES CARBONICAS	218
	b. ASOCIACION DE FACIES PERMICAS	222
X	MODELO DE RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA	227
	a. UBICACION RELATIVA DEL SISTEMA DEL FAMATINA	
	DENTRO DE LA CUENCA PAGANZO	227
	b. AREA DEPOSICIONAL DE AMANA-LOS COLORADOS	228
	c. AREA DEPOSICIONAL DE EL GAUCHO-AGUA DE ADENTRO .	230
	d. AREA DEPOSICIONAL DEL FAMATINA	233
	e. EVOLUCION DE LAS AREAS DEPOSICIONALES DURANTE	
	EL PERMICO	235
XI	CONSIDERACIONES PALEOCLIMATICAS	236
XII	CONSIDERACIONES FINALES	242
	AGRADECIMIENTOS	247
	PERFILES Y LAMINAS	248
	LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	277

RESUMEN

Mediante el levantamiento de nueve perfiles de detalle realizados en las sierras de Famatina, Sañogasta, Vilgo y Los Colorados se han estudiado las características sedimentológicas del Grupo Paganzo.

En la sección inferior de dicho Grupo fueron consideradas las formaciones Lagares y Agua Colorada, unidades a las que se supone contemporáneas y depositadas durante el Carbónico superior. En ellas fueron reconocidas cinco facies sedimentarias: la de mayor granulometría corresponde a la de "ortoconglomerados polimícticos groseramente estratificados (facies A)", rocas muy probablemente formadas en áreas de abanicos aluviales, tanto en sectores proximales como distales.

La facies de "sabulitas, conglomerados y areniscas gruesas estratificadas en bancos lenticulares (facies B)", corresponde a secuencias fluviales formadas por la acción de ríos del tipo entrelazado, mostrando un amplio predominio de sedimentos emplazados en áreas de canal.

También de origen fluvial, la facies de "conglomerados, areniscas y pelitas (facies E)" muestra una importante participación de depósitos externos al canal (planicie de inundación) y es probable que cursos fluviales anastomosados sean los responsables de su origen.

La facies de "areniscas y pelitas con marcas subestratales (facies C)" integra una muy interesante secuencia lacustre, dispuesta frecuentemente en las partes basales y medias de las unida-

des carbónicas analizadas. Buena parte de estas rocas se formaron por la acción recurrente de corrientes de turbidez, aunque también fueron identificados depósitos proximales a la línea de costa y profundos "normales" (no turbidíticos).

En lo que respecta a la facies de "areniscas guijarrosas y diamictitas (facies D)" fue solo observada en la Formación Agua Colorada y representa en opinión del autor secuencias relacionadas directa o indirectamente a períodos glaciales.

En lo que respecta a la sección superior del Grupo, se encuentra constituida por extensas secuencias de bancos rojos, incluidos en las formaciones De La Cuesta y La Colina. De acuerdo a la información paleontológica obtenida, ambas unidades son consideradas de edad pérmica y sedimentadas en un ambiente sujeto a una progresiva aridización.

La facies de "conglomerados gruesos (facies K)" depositada en pequeños abanicos aluviales, esta muy escasamente representada y sólo fue observada en el área de Aicuña. Por el contrario las de "conglomerados y areniscas (facies L)" junto con la de "conglomerados, areniscas y pelitas (facies M)" fueron reconocidas en casi todos los perfiles y representan depósitos fluviales encauzados, formados por ríos del tipo entrelazado (la primera) y meandriforme (la segunda).

Pero sin duda, es la facies de "areniscas y pelitas (facies N)" la que conforma la mayor parte de las unidades pérmicas. Estas rocas fueron supuestamente formadas en dilatadas planicies de inundación durante períodos de crecida y localmente en planicies arenosas, marginales a lagunas efímeras.

Secuencias eólicas ampliamente distribuidas en toda el área

analizada están comprendidas en la facies de "areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala (facies O)", las que fueron formadas tanto en áreas de dunas como de interduna.

Por último, la facies de "areniscas finas, pelitas y evaporitas (facies P)" refleja la existencia de pequeños cuerpos de agua de naturaleza efímera, sujetos a importante evaporación.

A partir de la información obtenida es propuesto un modelo de evolución paleoclimática para el Sistema del Famatina durante el Carbónico superior-Pérmico. En la etapa inicial de relleno de la cuenca se suponen condiciones muy frías (glaciales ?), las que rápidamente evolucionaron a un régimen más benigno, caracterizado por un clima templado muy húmedo que posibilitó la formación de capas carbonosas e importante crecimiento vegetal. Hacia principios del Pérmico tuvo lugar una gradual pero importante disminución en la humedad ambiental e incremento en la temperatura, lo que produjo la desaparición de las capas carbonosas y la formación de extensas secuencias de bancos rojos con evaporitas asociadas. Hacia fines del Pérmico, condiciones áridas o semiáridas se encuentran representadas por potentes eolianitas asociadas a depósitos lacustres salinos.

En lo referente a la constitución paleogeográfica de la región, se ha determinado en este trabajo la existencia de tres áreas deposicionales principales, a las que se ha denominado: área deposicional de Amaná-Los Colorados, área de El Gaucho-Agua de Adentro y área del Famatina (esta última la más septentrional y extendida).

Por último, fue investigado el origen del color rojo de las

sedimentitas incluidas en la sección superior del Grupo Paganzo. Para ello fue tomada en cuenta la composición mineralógica y química de las rocas (especialmente las de grano fino) y la distribución del color según las litologías.

La información obtenida permite suponer que la hematita (principal agente pigmentante) fue producida por la deshidratación de óxidos hidratados de hierro de origen detrítico, durante las primeras etapas de la diagénesis.

I INTRODUCCION

El Grupo Paganzo (Azcuy y Morelli, 1970; Azcuy et al, 1979) resulta sin duda una de las más interesantes unidades del neopaleozoico argentino, no solo por su gran extensión areal, sino también porque en él han quedado registrados eventos claves para la correcta comprensión de la historia del Paleozoico superior.

En la parte austral y central del Sistema del Famatina, estas rocas fueron depositadas en un medio exclusivamente continental. Los distintos paleoambientes sedimentarios muestran una gran diversificación, controlada en gran medida por las condiciones paleoclimáticas imperantes en el área y por una profunda calma tectónica.

El Grupo Paganzo fue dividido por Azcuy y Morelli (op cit) en dos secciones a las que denominaron I y II, cada una de ellas está representada en diferentes áreas de la cuenca por distintas formaciones.

La sección inferior comprende a un conjunto de sedimentitas principalmente epiclásticas de edad carbónica y colores abigarrados, que muestran con alguna frecuencia bancos de margas y carbones. Estas rocas fueron incluidas a principios de siglo por Bodenbender (1912) en el Piso I de sus "Estratos de Paganzo", y en el ámbito que ocupa al presente trabajo, denominadas por Turner (1960) Formación Agua Colorada (área de la Sierra de Famatina) y por Azcuy y Morelli (op cit) Formación Lagares (área de Paganzo-Amaná).

En lo que se refiere a la sección superior, equivalente al

Piso II de Bodenbender (op cit), está formada por una típica secuencia de bancos rojos de edad pérmica, probablemente inferior (Limarino y Césari, 1984; Archangelsky y Cúneo, 1984), que presenta en los términos superiores gruesos paquetes de areniscas de origen eólico y algunas evaporitas. Turner (op cit) propuso incluir estas rocas en la Formación De La Cuesta (Sierra de Famatina) y Azcuy y Morelli (op cit) utilizaron la denominación de Formación La Colina para sedimentitas equivalentes (Paganzo-Amáná).

Sin embargo, es importante destacar que fueron propuestas otras denominaciones para estas rocas, las que serán discutidas en el capítulo correspondiente.

El principal objetivo de este trabajo es el estudio del paleoambiente de sedimentación del Grupo, con el objeto de brindar una comprensión más acabada de las características ambientales, paleogeográficas y paleoclimáticas existentes durante el Carbónico-Férmico en el área. Por otro lado, se ofrece información complementaria relativa a aspectos estratigráficos, en particular en lo que concierne a las relaciones estructurales entre las dos secciones del Grupo en las sierras de Sañogasta, Vilgo, Los Colorados y Famatina.

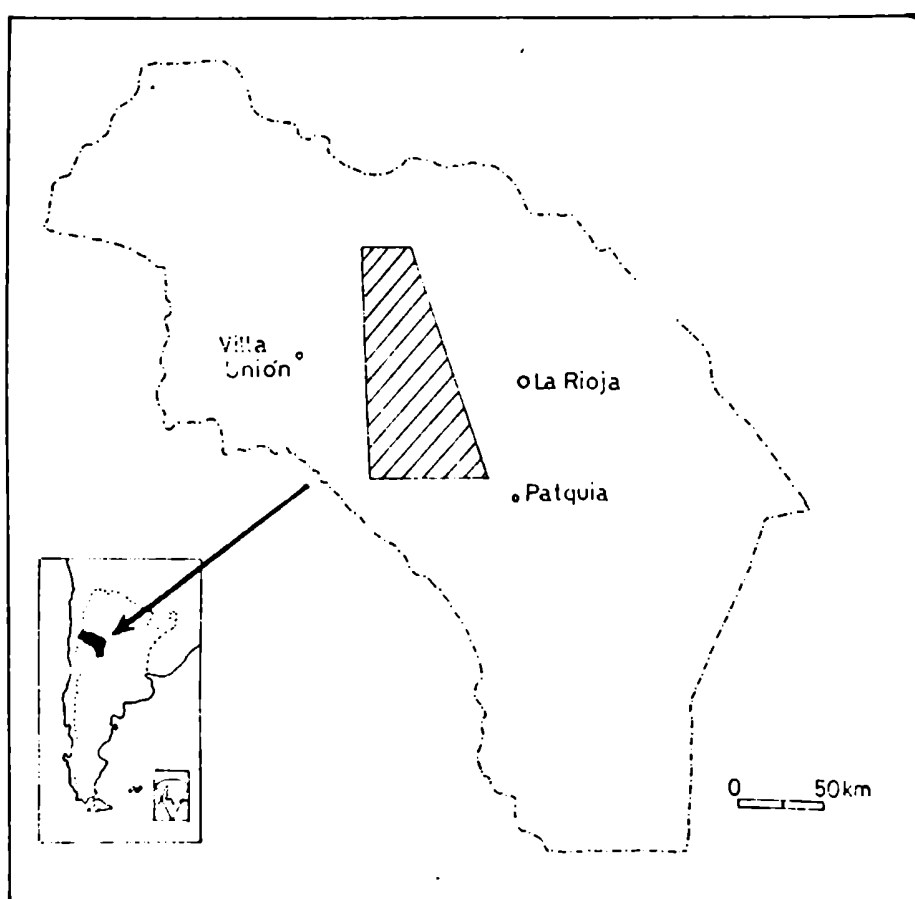
Los trabajos realizados para esta tesis fueron iniciados en abril de 1981 y desarrollados como parte de becas otorgadas por el CONICET.

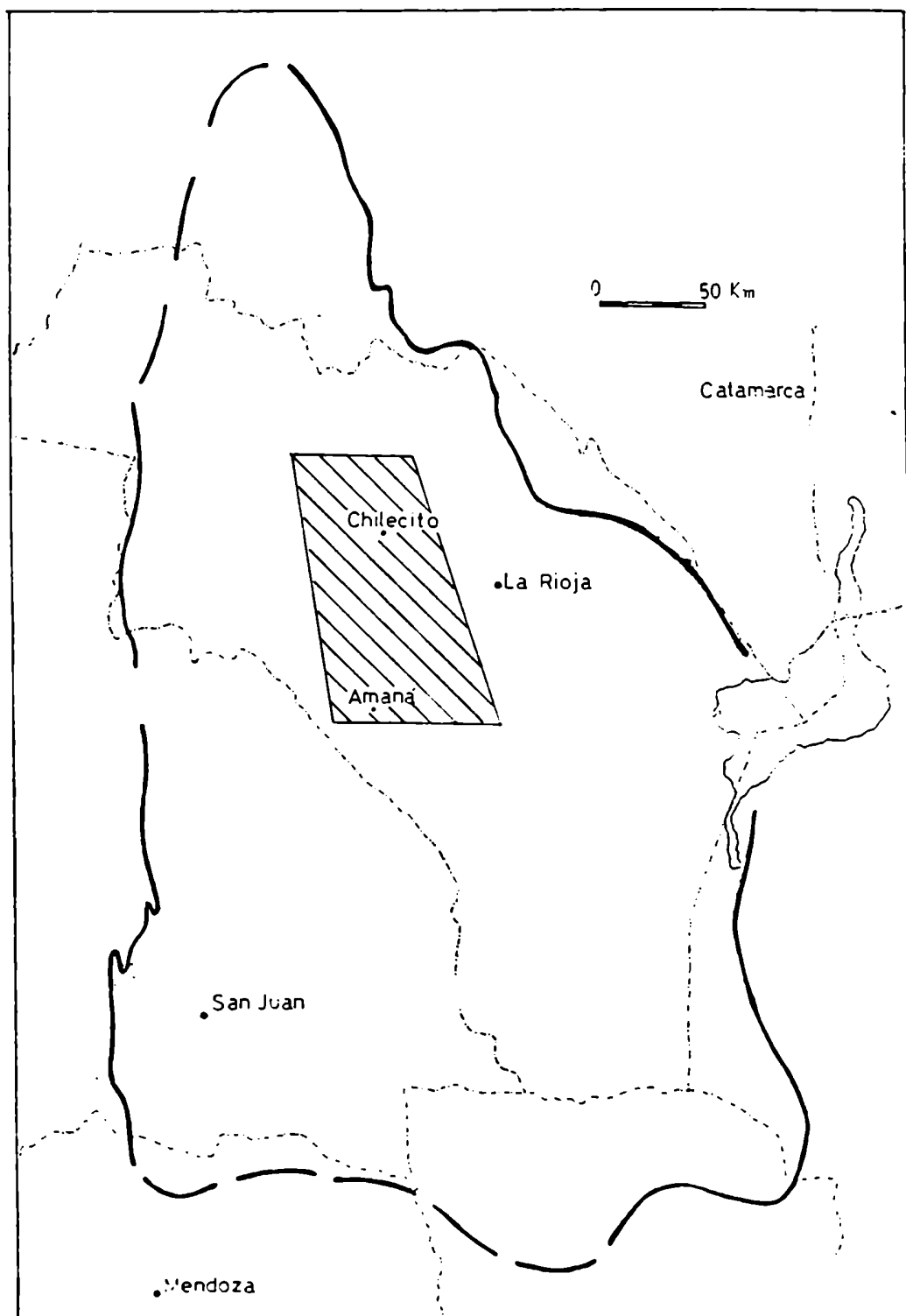
II UBICACION Y AREA ABARCADA

Tal como lo señalara De Alba (1979), el Sistema del Famatina conforma una unidad morfoestructural que se extiende entre los $27^{\circ} 25'$ y los $30^{\circ} 20'$ de latitud sur. Concebido de esta forma, el sistema ocupa la parte central y norte de la provincia de La Rioja y el sur y centro de la de Catamarca. Constituye una provincia geológica independiente, introducida a modo de cuña dentro del ambiente de las Sierras Pampeanas.

La presente tesis se ocupa de los depósitos neopaleozoicos aflorantes en la parte austral y central del sistema, es decir

Figura 1 : ubicación del área estudiada (zona rayada)





Ubicación del área estudiada (zona rayada) en la Cuenca Paganzo
delineada por Azcuy y Morelli (1970)

aproximadamente entre los 28° 45' y los 30° de latitud sur, área que incluye a las sierras de Famatina, Sañogasta, Aicuña y Vilgo. La Sierra de Los Colorados fue también inspeccionada para este trabajo, aunque la misma debe ser incluida muy probablemente dentro del ambiente de Sierras Pampeanas.

La geología general del área estudiada y la distribución de los depósitos aquí estudiados puede ser consultada en las Hojas Geológicas-Económicas: Famatina (Turner, 1971), Chilecito (De Alba, 1960), Catanzaco (Fidalgo, 1968), Villa Unión (De Alba, 1954) y Co. Rajado (Gentili, 1972).

En la figura 1 se muestra la ubicación del área abarcada y en la 2 las principales localidades citadas en el texto, la distribución de los perfiles levantados y los principales afloramientos del Grupo Paganzo.

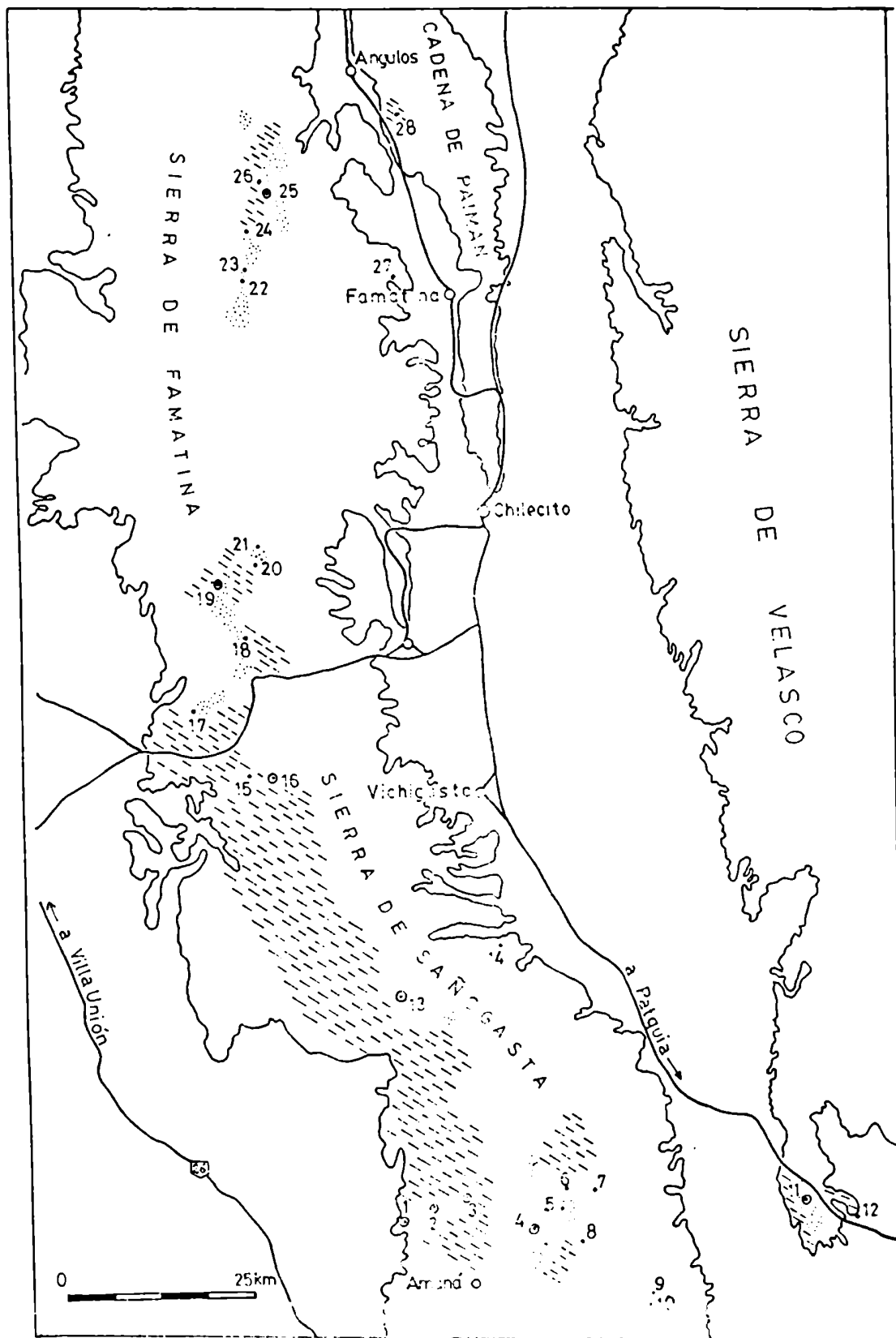


Figura 2: ubicación de los perfiles y puntos de control. Referencias ver página 11

Referencias de la figura 2:

La zona punteada representa los principales afloramientos de la sección inferior del Grupo Paganzo (formaciones Lagares y Agua Colorada) y los de la rayada los de la sección superior (formaciones La Colina y De La Cuesta). Los círculos mayores la ubicación de los perfiles levantados y los puntos las localidades inspeccionadas y citadas en el texto.

Punto	Localidad	Punto	Localidad
1	Pozo de Cortez	2	Ag. de La Desabrida
3	Las Gredas	4	M. Margarita-Mellizas
5	Las Torres	6	Co. La Discordia
7	sin nominar	8	Río Agua Quemada
9	Mina Sonia	10	Bum Bum
11	Mogote Los Colorados	12	sin nominar
13	Area de El Gaucho	14	Agua de Adentro
15	Agua de Los Bueyes	16	Aicuña
17	Perro Quemado	18	Primera Agua
19	El Vallecito	20	Pto. Viejo
21	Pto. La Pampa	22	Ptz. de Los Berros
23	Ptz. Blanco	24	Mina La Estrella
25	Casa Blanca	26	Agua Colorada
27	Quebradas de Las Gre-	28	Ocres de Paimán
	das y El Puma		

III METODOLOGIA

III a. GENERALIDADES

El estudio estratigráfico y paleoambiental de las sucesiones neopaleozoicas aflorantes en el Sistema del Famatina, fue encarado mediante el levantamiento de perfiles detallados, la observación en localidades críticas y la determinación de las relaciones estructurales existentes entre las distintas unidades.

En particular, los perfiles fueron elegidos de tal modo que al ser examinados en conjunto permitieran efectuar algunas consideraciones paleogeográficas y al mismo tiempo brindaran información sobre las variaciones laterales que muestran las formaciones analizadas.

Es por ello que las secciones se encuentran alineadas según dos direcciones preferenciales: este-oeste (Pozo de Cortez, Aguada de La Desabrida, Las Gredas, Las Mellizas y Los Colorados) y norte-sur (Aguada de La Desabrida, El Gauchò, Aicuña, El Vallecito y Casa Blanca). Paralelamente, datos de suma importancia fueron también brindados por la observación minuciosa de estas rocas en algunas localidades, en las que la importante perturbación tectónica de las capas impedía la realización de perfiles (Portezuelo Blanco, Quebrada de Las Gredas-El Puma, El Durazno etc) o donde la proximidad de secciones ya levantadas hacía innecesarios nuevos trabajos (Primera Agua, faldeo sudoeste del Cerro Potrero Seco, Bum Bum, Puesto Tres Piedras, Agua Colorada etc).

La información obtenida permitió identificar tramos de secuencia con similares características litológicas que fueron de-

nominados facies sedimentarias. La naturaleza y sentido de estas unidades será discutido más adelante.

Paralelamente, y teniendo en cuenta las disimiles opiniones vertidas por varios investigadores sobre el tipo de relación existente entre las unidades carbónicas y pérmicas, se prestó especial atención al pasaje, en particular tratando de establecer discontinuidades sedimentarias significativas entre ambas formaciones.

Por último, se procedió al muestreo micro y megapaleontológico de los perfiles levantados, cuidando señalar la posición estratigráfica y la facies sedimentaria de donde era obtenido el material, el que luego fue motivo de estudios sistemáticos llevados a cabo por la Lic. Silvia Césari y Raúl Gutierrez. De esta forma se intentaron satisfacer dos finalidades principales, contribuir al mayor conocimiento bioestratigráfico de las unidades mayores (formaciones) y aportar información sobre la relación existente entre una determinada facies y su contenido megaflorestico.

III b. FACIES SEDIMENTARIAS

Debido a que buena parte de la presente tesis se basa en la identificación, descripción e interpretación de las facies sedimentarias, se efectúan algunas consideraciones sobre el alcance y significado del término.

Las facies sedimentarias son utilizadas aquí en el sentido dado por Selley (1972), para incluir una asociación con similares características litológicas, de estructuras sedimentarias, de ciclicidad y de forma y relaciones entre bancos. Otras denominacio-

nes esencialmente equivalentes han sido también empleadas, las que no serán discutidas aquí, encontrando el lector interesado un resumen en Spalletti (1979: 169).

Resulta conveniente hacer algunas consideraciones sobre los elementos de juicio tenidos en cuenta para el estudio de facies. En primer lugar, las características litológicas, las estructuras sedimentarias, la geometría de los depósitos y la ciclicidad (sólo cuando evidente), fueron los elementos fundamentales para su reconocimiento en el campo, a la vez que resultaron de gran valor para la interpretación paleoambiental.

En cuanto a los estudios estadísticos de ciclicidad y paleocorrientes, a menudo por si solos resultan insuficientes para establecer secciones diferentes dentro de un determinado perfil y sus resultados, en muchos casos, no pueden ser evaluados en el campo. Sin embargo, constituyeron elementos concurrentes de gran valor en la diagnosis paleoambiental.

Otros criterios utilizados, no tan convencionales, se basan en estudios microscópicos de la textura y petrografía de rocas, en la identificación de los tipos de minerales de arcilla y en el contenido paleontológico. Toda esta información fue sólo empleada como auxilio para la interpretación de los procesos formadores y no fue utilizada para la caracterización de las unidades.

La facies por lo tanto es aquí definida con criterios objetivos, sobre la base de características observables en el campo. Por ello para su designación se emplean nombres litológicos, prescindiendo de cualquier inferencia genética.

En este trabajo el término subfacies se refiere a una entidad de orden menor, necesariamente incluida en una facies. A menudo, las características de las subfacies pertenecientes a una misma facies son similares y la distinción se basa en sutiles cambios, pudiendo ser sus límites algo difusos y transicionales. Sin embargo, en muchos casos, su distinción es de gran ayuda para la posterior interpretación de los procesos formadores del depósito. Aquí y de acuerdo a lo sugerido por Spalletti (op cit), no se efectúan correlaciones entre las facies y las unidades litoestratigráficas de orden menor (miembros), pues el significado de ambos términos es conceptualmente distinto.

IV INVESTIGACIONES ANTERIORES EN EL AREA ESPECIFICA DEL ESTUDIO

Los estudios de las unidades neopaleozoicas aflorantes en la Cuenca Paganzo han sido numerosos y de naturaleza variada, ya que han incluido a trabajos de índole estratigráfica, paleontológica, sedimentológica etc.

Sería pues extenso y arduo referirnos a todos ellos, por lo que a continuación se ofrece sólo un racconto de aquellas investigaciones realizadas específicamente en el Sistema del Famatina, o que incumben estrechamente al área.

Fue Bodenbender (1896, 1911 y 1912) el primero en tratar con detalle a las rocas que aquí nos ocupan, incluyéndolas en sus "Estratos de Paganzo", nombre utilizado por el autor para llamar "los terrenos desde el carbonífero hasta el rético (excluido) representados por una serie de estratos que se encuentran en transición". Bodenbender dividió a los "Estratos" en tres "Pisos" a los que denominó I, II y III; de esta manera este investigador sentó las bases para posteriores estudios estratigráficos, estableciendo con llamativa exactitud la edad de las unidades y destacando la relación concordante que guardan entre si sus "Pisos" (1).

En un trabajo posterior Bodenbender (1922) se refirió específicamente al área de la Sierra de Famatina, estableciendo la distribución de los depósitos neopaleozoicos en este ámbito, a los que describió en algunas localidades en forma bastante detalla-

(1): posteriormente se comprobó una relación discordante entre los Pisos II y III (ver Azcuy et al, 1979).

da.

Keidel (1922), en un estudio sobre la distribución de los depósitos glaciales del Pérmico, incluyó al "Paganzo" aflorante en la Precordillera y Sierras Pampeanas en sus "Estratos de La Rioja". Este autor dividió a su vez a la serie en dos secciones, los "Estratos de Umango" y los "Estratos de Paganzo" estableciendo entre ellos una discordancia. La división propuesta por Keidel no fue en general seguida por investigadores posteriores, un breve y claro resumen de los inconvenientes que esta división plantea se encuentra en Azcuy y Morelli (1970: 408).

Paralelamente, material megaflorístico proveniente del Piso I de los "Estratos de Paganzo" (en particular de la Sierra de Famatina) fue descrito por Kurtz (1921) y Frenguelli (1943) iniciándose así los estudios de carácter bioestratigráfico en la región.

De Alba (1954), en oportunidad del levantamiento de la Hoja Geológica Villa Unión, se refirió a los afloramientos neopaleozoicos del área de la Cuesta de Miranda, Río La Pampa y Aicuña, continuando con estos trabajos a principios de la década del 60 al describir los afloramientos carbónicos próximos al poblado de Miranda (ver Hoja Geológica Chilecito).

Turner (1960, 1962, 1964 y 1971) se refirió a la constitución geológica de la parte central de la Sierra de Famatina. En particular, en el primero de sus trabajos define a las formaciones Agua Colorada y De La Cuesta, a las que considera respectivamente equivalentes a los Pisos I y II de Bgdenbender. Turner describió y fijó implícitamente en las exposiciones de Casa Blanca

(área de Chilitanca) el perfil tipo de las unidades, reconociendo además depósitos de origen "tillítico" en la Quebrada de Las Gredas, directamente al oeste de la localidad de Famatina.

Amos y Zardini (1962) al estudiar algunos yacimientos de arcillas de la provincia de La Rioja se refirieron a las rocas que aquí nos ocupan en la Sierra de Los Colorados denominándolas Formación Saladillo y "Estratos de Patquía". Esta misma zona fue luego tratada por Fidalgo (1968) al describir la Hoja Geológica Catinzaco quien efectuó algunos perfiles y propuso una nueva división estratigráfica para los "Estratos" de Bodenbender.

En el año (1970) Azcuy y Morelli estudiaron la secuencia neopaleozoica aflorante en el extremo austral de la Sierra de Sagasta; estos investigadores incluyeron a estas rocas en el Grupo Paganzo, al que dividieron en tres secciones: inferior (Formación Lagares), media (Formación La Colina) y superior (Formación Amaná). Años más tarde, Azcuy et al (1979) al confirmar la relación discordante existente entre la sección media y superior del Grupo excluyeron de él a la Formación Amaná (nminada a partir de este trabajo Formación Amaná-Talampaya).

Paralelamente Azcuy y Morelli (1970 b) establecieron el contorno estructural de la Cuenca Paganzo, ubicando sus principales "ambientes deposicionales".

Con los trabajos de Di Paola (1972, 1972 b) se iniciaron los estudios sedimentológicos sobre las rocas que aquí nos ocupan, en especial en lo referente a la composición de los minerales de arcillas y del paleoambiente de sedimentación de las unidades involucradas en el Grupo Paganzo.

El tipo de relación existente entre los "Pisos I y II de los "Estratos de Paganzo" fue examinado por Parker (1974) quien postuló la existencia de discordancias en tres localidades: Río Cachiuyo, Río La Pampa (ambas en la Sierra de Famatina) y Sunchal de Abajo-Taco Payana. (Sierra de Los Llanos).

De Alba (1979) y Caminos (1979) se han ocupado de las unidades carbónico-pérmicas aflorantes en la Sierra de Famatina y en las Sierras Pampeanas Noroccidentales respectivamente; estos investigadores efectuaron una recopilación y actualización de la información existente hasta esa fecha.

Azcuy y Morelli (1979) realizan el relevamiento de la Hoja Paganzo, describiendo las sedimentitas paleozoicas y efectuando varias consideraciones de índole estratigráfica.

Trabajos recientes de Salfity y Gorustovich (1981, 1984) se han ocupado de la paleogeografía de la Cuenca Paganzo, considerando a la mayor parte del Sistema del Famatina como un área positiva durante la depositación del "Paganzo I".

Un estudio de índole regional sobre el paleoambiente de sedimentación de la sección inferior del Grupo, fue realizado por Vazquez et al. (1981) quienes consideraron a la unidad como formada en un sistema deltaico progradante hacia el oeste implantado en una cuenca del tipo aulacógeno abortado.

Azcuy et al. (1983) sobre la base del estudio de una abundante microflora proveniente de Mina La Estrella (Sierra de Famatina) asignaron a la Formación Agua Colorada edad carbónica superior, confirmada luego para los términos basales de la unidad por Limarino et al. (1984) sobre datos micro y megaflorísticos.

La existencia de areniscas de origen eólico en el miembro superior de la Formación La Colina y en otras unidades pérmicas de la cuenca, fue considerada por Limarino (1984) y por Limarino y Spalletti (1985) quienes reconocieron la existencia de distintos tipos de depósitos eólicos y propusieron modelos deposicionales.

Morelli et al. (1984) se ocuparon de los aspectos litoestratigráficos y paleontológicos de la Formación Lagares en el área de mina Las Mellizas-mina La Margarita, reconociendo las principales facies sedimentarias que allí componen la unidad. Últimamente Morelli et al. (1985) han realizado estudios similares en el área de Los Mogotes Colorados.

Por último, Limarino y Césari (1985) han destacado el primer hallazgo de material paleoflorístico en el miembro inferior de la Formación La Colina estableciendo una edad pérmica para la secuencia.

V ESTRATIGRAFIA

Los depósitos neopaleozoicos aflorantes en el Sistema del Famatina han sido reunidos por Azcuy y Morelli (1970) y por Azcuy et al (1979) en el Grupo Paganzo. A continuación se realiza una breve síntesis de las características del Grupo y de las formaciones que lo componen, junto con algunas consideraciones de índole estratigráfica.

VI a. GRUPO PAGANZO

Azcuy y Morelli (op cit) propusieron esta denominación formal para incluir a sedimentitas principalmente silicoclásticas (desde conglomerados hasta pelitas), de variados colores, que fueron depositadas durante el Paleozoico superior en una amplia cuenca de naturaleza continental¹ a la que denominaron cuenca de Paganzo² (Azcuy y Morelli, 1970 b).

De esta manera, los autores arriba señalados reunieron en el Grupo a la mayor parte de las rocas que Bodenbender (1912) había incluido en sus "Estratos de Paganzo". Se conservó así en la denominación de la nueva unidad el nombre "Paganzo" fuertemente arraigado en la literatura geológica argentina, "evitando que el verdadero apellido de todas las formaciones homologadas con los

1: Algunas intercalaciones marinas son observadas en la sección inferior del Grupo en la Precordillera.

2: Denominada en trabajos posteriores Cuenca Paganzo.

estratos de Bodenbender se desvirtúe o pierda entre los numerosos nombre nuevos" (Azcuy y Morelli, 1970: 407).

El estudio de la secuencia en el área de Paganzo-Amaná (parte austral de la Sierra de Sañogasta) ,oermitio a Azcuy y Morelli (op cit) fijar el perfil tipo de la unidad en Paganzo y dividir al grupo en tres secciones a las que denominaron: inferior, media y superior; las que resultan esencialmente equivalentes a los Pisos I, II y III de Bodenbender.

En el área en cuestión la sección inferior fue denominada Formación Lagares, Formación La Colina la media y Formación Amaná la superior.

Años mas tarde Azcuy et al (1979) teniendo en cuenta la relación discordante entre las secciones II y III, excluyeron del Grupo a la parte superior, quedando entonces el mismo constituido por dos secciones I (o inferior) y II (o superior).

Esta división en secciones presenta la ventaja de permitir el uso de distintos nombres formacionales según la región estudiada. Sin embargo, tiene el inconveniente de no ajustarse estrictamente a la terminología propuesta por el Código de Nomenclatura Estratigráfica; no obstante, y teniendo en cuenta que la división propuesta por Azcuy y Morelli es particularmente útil a los fines de este trabajo (pues simplifica notablemente la nomenclatura estratigráfica), se utilizará en lo sucesivo la división propuesta por estos investigadores.

En la figura 3, se efectúa una síntesis de la nomenclatura propuesta por distintos investigadores para las rocas estudiadas en este trabajo y su correspondencia con las secciones defi-

nidas.

		Azcuy et al (1979)	De Alba (1979)	Azcuy y Norrelli (1970)	Fidalgo (1968)	Ames y Zardini (1962)	Turner (1960)	Bodenbender (1912)
SECCION INFERIOR	Sec. Sup.	Formación Patquia	Formación La Colina	Formación El Chacho Conglom. Sañogasta Vilge	Estratos de Partquia	Formación De La Cuesta	Estratos de Paganzo Piso II	
	Sec. Inf.	Formación Agua Colorada	Formación Lagares	Formación Los Baños	Formación Saladillo	Formación Agua Colorada	Estratos de Paganzo Piso I	

Figura 3: síntesis de la nomenclatura propuesta por distintos investigadores para las rocas estudiadas en este trabajo.

En el Sistema del Famatina se encuentran bien representadas tanto la parte inferior como la superior del Grupo, las que según la región e investigador han recibido distintos nombres, algunos de ellos formales y otros de naturaleza informal (ver figura 3). A continuación se discuten las distintas denominaciones empleadas, haciéndose algunas consideraciones sobre su validez y conveniencia.

V b. SECCION INFERIOR

V b 1. UNIDADES INCLUIDAS

Fue Turner (1960) el primero en asignar una denominación

formal en el área de la Sierra de Famatina a las rocas que hoy componen la sección I del Grupo Paganzo. Este investigador llamó Formación Agua Colorada a unos 800 m. de un "conjunto de sedimentos continentales constituidos por conglomerados, arcosas, areniscas de grano grueso a fino de color blanquecino y lutitas carbonosas, que se muestran muy bien expuestas en el tramo inferior del Río Achavil" (Turner, 1960).

Este nombre ha sido también adoptado en trabajos posteriores en la Sierra de Famatina, por Turner (1962, 1964 y 1971), De Alba (1979^b, 1979); Parker (1974); Azcuy et al (1982), Limarino et al (1984) entre otros.

Con posterioridad, Amos y Zardini (1962), al referirse a la secuencia carbónica aflorante el Los Mogotes (Sierra de Los Colorados) definieron a la Formación Saladillo (con un espesor mínimo de 40 metros). Esta unidad fue dividida en tres miembros, S_1 (conglomerádico), S_2 (areniscas multicolores y bancos de arcilla) y S_3 (areniscas gruesas y conglomerados blanquecinos).

Poco tiempo después, esta área y la mayor parte de la Sierra de Sañogasta fue estudiada por Fidalgo (1968) en oportunidad del levantamiento de la Hoja geológica Catanzaco. Este autor, denominó a las rocas carbónicas como Formación Los Baños, integrada por areniscas pelitas y algunos conglomerados de variados colores que alcanzan un espesor máximo de 60 metros. Concebida de esta forma, la unidad de referencia es sólo una parte de la sección I del Grupo, pues se han excluido de ella a las areniscas y conglomerados de la parte alta. Así lo reconoció el mismo Fidalgo (op cit), cuando señaló que las psamitas y psefitas que se encuentran

inmediatamente sobre la Formación Los Baños y debajo de la Formación El Chacho (Pérmico) "pensamos debe considerarse una unidad aparte factible de constituir una formación o al menos un miembro" (Fidalgo, op cit). Líneas más adelante, el mismo autor incluye a estas rocas en un miembro de unos 100 metros de espesor denominándolo "conglomerado de Sañogasta-Vilgo"¹, al que mapeó junto con la Formación El Chacho, aunque "sin descartar completamente la posibilidad de que este miembro pueda ser parte de la Formación Los Baños".

Por lo dicho, es evidente que Fidalgo dividió a la sección I en dos unidades a las que denominó Formación Los Baños (la inferior) y conglomerado de Sañogasta-Vilgo (la superior), incluyendo también probablemente esta última entidad a la parte alta de la sección I del Grupo Paganzo.

El criterio empleado por Fidalgo es interesante, especialmente porque el autor incluye en su miembro a lo que en el campo vulgarmente los geólogos denominan "transición", la que se caracteriza por su tamaño de grano psamo-psefítico y por su abigarramiento.

Sin embargo, su definición es lo suficientemente ambigua como para que pueda ser incluida indistintamente en una u otra sección y por otro lado la unidad no parece útil a los fines del mapeo en escala regional. En opinión del autor, estas rocas más que

1: Fidalgo consideró al conglomerado de Sañogasta-Vilgo equivalente a parte del miembro S_2 y a la totalidad del S_3 de la Formación Saladillo de Amòs y Zardini (1962).

una unidad litoestratigráfica representan una determinada facies sedimentaria que, como luego se verá, parece ser más frecuente cerca del límite Carbónico-Pérmico indicando un pequeño aumento en la energía del medio.

Azcuy y Morelli (1970) denominaron Formación Lagares a la sección I del Grupo en el área de Paganzo-Amaná, nombre que luego también utilizaran Morelli et al (1985) para sedimentitas equivalentes aflorantes en el paraje de Los Mogotes Colorados.

La Formación Lagares en su perfil tipo fue dividida en tres miembros. El inferior, de 90 metros de espesor, formado por conglomerados, pelitas y areniscas alternantes. El miembro medio (300 metros) muy uniforme litológicamente se compone de sabulitas y areniscas arcóscicas grises, y el superior (90 metros) formado principalmente por areniscas y limolitas de colores variables entre el rosado y el gris blanquecino.

Por último, Parker (1974) llamó a sedimentitas carbónicas (incluidas en la sección I) aflorantes en el área del Río La Pampa, parte austral de la Sierra de Famatina, formaciones Guandacol y Tupe, estableciendo claramente una correlación con las secuencias neopaleozoicas aflorantes en la Sierra de Villa Unión.

De lo hasta aquí dicho, se desprende que un número importante de nombre formacionales ha sido propuesto para la sección I del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. Si bien algunos de ellos resultan útiles para recalcar pequeñas diferencias faciales entre las secuencias aflorantes en las sierras de Famatina y Sañogasta; se considera conveniente reducir la nomenclatura estratigráfica a sólo dos nombres, Formación Agua Colorada (para la Sierra de Fama-

tina) y Formación Lagares (para la Sierra de Sañogasta y de Los Colorados) ya que:

1) Con estas dos unidades se describen todas las variaciones faciales (por cierto pequeñas) que muestra la sección I del Grupo en la región.

2) Las dos formaciones se encuentran descriptas en el área, contando con sus respectivos perfiles tipos.

3) En la practica los nombres escogidos han sido los de uso más frecuente.

V b 2. LITOLOGIA Y FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION INFERIOR

Como ya fue señalado la sección inferior se encuentra formada principalmente por sedimentitas clásticas de granulometría y colores variables.

Las psefitas son generalmente ortoconglomerados polimícticos, medianos o finos, de colores grises o rosados con matriz arenosa y estratificados por lo general en capas masivas. Algunos conglomerados gruesos fueron identificados en la base de la secuencia (localidades de Aguada de La Desabrida, Pozo de Cortez y El Gaucho) y por regla general no se encuentran presentes en las partes medias y superiores de las formaciones analizadas.

Las diamictitas son rocas poco frecuentes. Se encuentran presentes en algunos casos cerca de la base de la Formación Agua Colorada, siendo destacables los afloramientos de diamictitas gruesas y areniscas guijarrosas de la Quebrada de Las Gredas-El Puma, frente al pueblo de Famatina.

En lo que se refiere a las areniscas y sabulitas, son las rocas más abundantes en la sección, las variedades medianas y gruesas exhiben color gris claro, y verde o gris oscuro las finas. En estas rocas son muy frecuentes las estructuras entrecruzadas (tanto tabulares como en artesa), la estratificación plana, la laminación y en algunos casos las lineaciones subestratales.

Las pelitas se encuentran presentes en todos los perfiles, son macizas o laminadas, por regla general de colores oscuros y portadoras de abundante materia orgánica. Estas rocas pueden conformar secuencias potentes de algunas decenas de metros de espesor, en las que son frecuentes los clastos transportados por balsaje (cadilitos). Por otro lado pueden presentarse como capas aisladas de unos pocos decímetros de espesor, vinculadas a paleosuelos y niveles carbonosos a los que pasan gradualmente.

Los carbones se encuentran mejor representados en la Sierra de Famatina, especialmente en la parte media y superior de la Formación Agua Colorada; son por lo general impuros, de escaso valor comercial y presentan muy a menudo intercalaciones silicoclásticas.

En lo que respecta a las rocas carbonáticas, son muy escasas y como veremos luego vinculadas a facies de origen lacustre; se trata en general de margas y calizas impuras.

Sobre la base de los elementos de juicio señalados en el capítulo metodología, fueron reconocidas cinco facies sedimentarias las que son mostradas en el cuadro 1 .

Cuadro 1 : facies sedimentarias de la sección inferior del Grupo Paganzo

Facies de ortoconglomerados polimícticos groseramente estratificados (facies A).

Facies de sabulitas, conglomerados y areniscas gruesas, estratificadas en bancos lenticulares. (facies B)

Facies de areniscas y pelitas con marcas subestratales (facies C).

Facies de areniscas guijarrosas y diamictitas (facies D).

Facies de conglomerados, areniscas y pelitas (facies E).

V b 3. EDAD DE LA SECCION INFERIOR

La edad de las dos formaciones incluidas en la sección I ha sido establecida básicamente sobre la base de restos paleoflorísticos (tanto mega como microflora).

Los primeros registros paleontológicos de la Formación Agua Colorada datan del siglo pasado (Geitnitz, 1876 y Stelzner, 1872). Durante la primera mitad de este siglo otros ejemplares fueron coleccionados y descriptos por Kurtz (1921); Bodenbender (1922) y Frenguelli (1943).

De acuerdo a las citas efectuadas por estos autores y la reciente de Azcuy et al (1982), el contenido megaflorístico de la

Formación se encontraría integrado por: Nothoracopteris argentina ; Botrichiopsis weissiana, Sphenopteris bodenbenderi, Noeggerathiopsis sp., Hymenophyllites sp., Pterophyllum sp. y Palissya brauni .

Durante el levantamiento de los perfiles de detalle, se tuvo la oportunidad de efectuar la recolección de megafloras en varias localidades de la Sierra de Famatina (ver Limarino et al, 1984).

En cuanto a los estudios microflorísticos fueron realizados por Menendez (1965), Gonzalez Amicón (ver Menendez y Gonzalez Amicón, 1979) y Azcuy et al (1982).

Ultimamente Azcuy y Gutierrez (1984) han propuesto una edad carbónica superior para la secuencia por el análisis de la micro y megaflorea.

Similar edad fue también señalada por Limarino et al (op cit) a partir de datos palinológicos y de megafloras; la ubicación del material estudiado por estos autores permite suponer una edad carbónica superior para los términos basales de la Formación Agua Colorada.

En cuanto a la Formación Lagares su contenido paleontológico fue señalado por Bodenbender (1911), Kurtz (1921) y Fidalgo (1968). Este último investigador, basándose en el análisis de una pequeña megaflorea realizado por Archangelsky, asigna la Formación Lagares al Carbónico superior. Similar edad ha sido señalada por Arrondo y Pietrella (1979), Azcuy y Gutierrez (1984), Césari y Gutierrez (1984) y Morelli et al (1984).

En síntesis, basándonos en la información paleontológica existente hasta la fecha, es factible que las formaciones Agua Colorada y Lagares se hayan depositado en un intervalo de tiempo si-

milar durante el Carbónico superior.

V c. SECCION SUPERIOR

V c 1. UNIDADES INCLUIDAS

La nomenclatura estratigráfica de la sección superior no resulta menos complicada que la de la inferior, habiéndose utilizado varias denominaciones para designar a las mismas rocas o a unidades equivalentes.

En el ámbito de la Sierra de Famatina y en especial en su sector central y austral, la mayoría de los investigadores incluyeron a los bancos rojos de la sección superior en la Formación De La Cuesta, utilizando de esta forma la denominación propuesta por Turner (1960) para describir a "depósitos potentes, integrados por conglomerados, areniscas, lutitas y margas, generalmente de color rojizo" (Turner op cit).

Sin embargo, en los alrededores de la Cuesta de Miranda se ha utilizado también la denominación de Formación Patquía (De Alba, 1972) o simplemente Pérmico.

Hacia el sur, entrando ya en la Sierra de Sañogasta, sedimentitas análogas fueron incluidas por Fidalgo (1968) en la Formación El Chacho. Sin embargo, esta unidad comprende a los Pisos II y III de los "Estratos de Paganzo" de Bodenbender, por lo que el término cayó rápidamente en desuso y su utilización no sea recomendable ya que incluye a dos unidades estratigráficas que guardan entre sí una relación discordante.

En el extremo austral de la región estudiada en este traba-

jo, dos nombres formacionales han sido principalmente utilizados: Formación Patcuía y Formación La Colina.

La denominación Patcuía fue empleada por Amos y Zardini (1962) en la Sierra de Los Colorados y por De Alba (1979) en todo el sistema.

Con el nombre de Formación La Colina se ha designado a los estratos rojos aflorantes en el área de Paganzo-Amaná (Azcuy y Morelli, 1970) compuestos por limolitas, areniscas cuarzosas y algunos conglomerados todos de color rojo ladrillo.

En forma análoga a lo hecho en la sección inferior y con el propósito de simplificar la nomenclatura, se propone la utilización de los nombres de Formación De La Cuesta y Formación La Colina para las áreas de la Sierra de Sañogasta y Famatina respectivamente.

El término Formación El Chacho se descarta por las causas ya expuestas, y el de Formación Patcuía con un fin práctico, para distinguir a los estratos rojos de similar edad aflorantes en la Sierra de Maz, de los aquí tratados, con los cuales muestra una correspondencia posible aunque no probada.

V c 3. LITOLOGIA Y FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION SUPERIOR

Los estratos rojos incluidos en las formaciones De La Cuesta y La Colina muestran litología llamativamente semejante, siendo el color rojo ladrillo de estas rocas un rasgo muy conspicuo ya destacado desde los tiempos de Bodenbender.

Las areniscas son sin lugar a dudas las rocas más abundantes. Varían texturalmente desde finas a gruesas, aunque en un sentido general las medianas y finas son las más abundantes. La estra-

tificación entrecruzada es su estructura más común, la que en ocasiones puede presentar escala gigante (cuando como veremos luego se encuentra en depósitos de origen eólico).

Las pelitas (limolitas y arcilitas) conforman invariablemente estratos tabulares, los que pueden ser macizos o laminados. Una característica de estas rocas es la abundancia de estructuras postdeposicionales, como grietas de desecación, cristales de arena, moldes de cristales, pequeños pliegues convolutos, pistas de vermes etc..

Los conglomerados son más frecuentes en la base de las formaciones. Se trata casi invariablemente de ortoconglomerados polimícticos, medianos y finos, que verticalmente disminuyen en importancia y granulometría. Es destacable sin embargo, la presencia de algunas brechas y psefitas gruesas en los Cerros de Aicuña formadas en áreas de abanicos aluviales. Conglomerados intraformacionales pueden ser localmente frecuentes.

En lo que respecta a los niveles endógenos, se presentan principalmente como delgadas intercalaciones de yeso y calcita. En algunas localidades estos niveles pueden ser importantes por su frecuencia, intimamente asociados a capas pelíticas (por ejemplo Río Miranda en proximidades del puesto El Vallecito).

Seis facies sedimentarias han sido reconocidas en estas rocas, las que son presentadas en el cuadro 2 .

Por último, es destacable la presencia de algunos niveles de basaltos intercalados en la secuencia. Aquí sólo se señala la ubicación estratigráfica de estas rocas en los perfiles (ver pág. 262), pues su estudio detallado no es el objetivo de la tesis.

Cuadro 2 : facies sedimentarias de la sección superior del Grupo Paganzo.

Facies de conglomerados gruesos (facies K)

Facies de conglomerados y areniscas (facies L)

Facies de conglomerados, areniscas y pelitas (facies M)

Facies de areniscas y pelitas (facies N)

Facies de areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala (facies O)

Facies de areniscas finas, pelitas y evaporitas (facies P)

V c 4. EDAD DE LA SECCION SUPERIOR

La escasez de material paleontológico que muestran las formaciones incluidas en esta sección ha sido un serio inconveniente para asignar una edad a estas rocas.

Sin embargo, la utilización de edades radiométricas, datos paleomagnéticos, correlaciones litológicas y últimamente datos paleoflorísticos permiten tener una idea bastante aproximada de la ubicación temporal de la secuencia.

Keidel (1922) al ocuparse de estos estratos los asignó al Triásico. Azcuy y Morelli (1970) los consideraron pérmicos por

correlación litológica con los "Estratos del Arroyo del Totoral". Dataciones radimétricas de basaltos intercalados en la secuencia en el área de mina Las Mellizas, proporcionaron una edad de 295 ± 6 m.a. (Thompson y Mitchell, 1972). Azcuy et al. (1979) basándose en estos resultados y en datos paleomagnéticos (ver Valencio, 1972 y Valencio et al., 1977) señalaron una edad carbónica superior-pérmica inferior para la Formación La Colina.

Ultimamente, el hallazgo de plantas fósiles pertenecientes a la Flora de Glossopteris en el miembro inferior de la Formación La Colina ha llevado a L₁marino y Césari (1985) a postular edad pérmica para la Formación.

Archangelsky y Cúneo (1984) han ubicado a la megaflora arriba citada en el Pérmico inferior, un criterio similar ha sido adoptado por Césari y L₁marino (1985) quienes además han señalado la presencia de conos de coníferas en la parte superior de la Formación La Colina.

Por correlación litológica es también supuesta una edad pérmica para las sedimentitas de la Formación De La Cuesta..

V d. RELACIONES ESTRATIGRAFICAS

Las rocas incluidas en la sección inferior del Grupo Paganzo se apoyan en relación de no concordancia sobre el basamento granítico que conforma el núcleo de la Sierra de Sañogasta, el pasaje puede ser muy bien observado en los alrededores de Amaná, en la Sierra de Vilgo, en la parte austral de la Sierra de Velazco y en inmediaciones de El Gaucho.

Más al norte, ya en el ámbito de la Sierra de Famatina, conforman el sustrato precarbónico varias unidades de naturaleza ígnea, metamórfica y sedimentaria. En particular, el contacto discordante sobre estas rocas de los sedimentos carbónicos puede ser observado en los alrededores de los puestos Primera Agua y El Vallengito (con el granito de la Formación Nuñorco), en Casa Blanca (con las metamorfitas de bajo grado de la Formación Negro Peinado) y en la Quebrada de Paimán (con los esquistos de la Formación Antinaco).

La relación existente entre las secciones inferior y superior del Grupo Paganzo ha sido motivo de controversias. En opinión de Amos y Zardini (1962) y Parker (1974) existe una discordancia entre ambas unidades en la Sierra de Los Colorados y en la de Famatina respectivamente. Para Turner (1960) la relación es pseudoconcordante en la Sierra del Famatina aunque años más tarde Turner (1971) señalara la existencia de una discordancia de erosión en algunas localidades.

Otros autores han también señalado relaciones discordantes aunque fuera ya del área que ocupa al presente trabajo (Parker, 1974, en la Sierra de Los Llanos y Cuerda y Furque, 1931

en la Sierra Chica de Zonda).

Sin embargo, un buen número de investigadores ha manifestado que ambas unidades se disponen en forma concordante (Azcuy y Morelli, 1970; De Alba, 1979a; 1979b; Fidalgo, 1963; Azcuy et al., 1982; Limarino et al., 1984 y Salfity y Gurostovich, 1984).

La información obtenida del levantamiento de los perfiles utilizados para este trabajo ha llevado a considerar el pasaje entre ambas secciones como concordante. Es importante señalar que no se han comprobado en el área truncamientos sedimentarios significativos entre ambas unidades (observación coincidente con la de Salfity y Gurostovich, op. cit.:444, aunque en este caso para un área más grande); resultando el pasaje por el contrario transicional.

Al respecto sólo se ha advertido un ligero incremento en la energía de los agentes de transporte al pasar de la sección inferior a la superior, lo que es puesto de manifiesto por la presencia de depósitos fluviales de naturaleza psefítica en la base de la sección II.

Esta pequeña diferencia puede deberse a la existencia de movimientos tectónicos que produjeron alzamientos en regiones alejadas a la aquí tratada (por ejemplo área de Villa Unión, Sierra de Las Ramaditas) y/o a variaciones climáticas ocurridas hacia principios de Pérmico.

En la Sierra de Sañogasta el Grupo Paganzo es cubierto en discordancia angular por sedimentitas continentales de edad triásica incluidas en la Formación Amaná-Talampaya; en la Sierra de Famatina se observa similar relación con la Formación Del Crestón referida por De Alba al Cretácico con reservas.

En este trabajo el límite entre la sección inferior y superior del Grupo fue establecido, en forma más o menos arbitraria, en el primer banco de limolitas rojas, debido a que:

1) esta litología es muy frecuente y se encuentra presente en todos los perfiles.

2) su existencia es fácilmente reconocible en el campo.

3) ella señala muy probablemente una importante variación en las características físicas y químicas del ambiente deposicional.

4) el límite escogido es válido tanto en la Sierra de Famatina como en la de Sañogasta y muy probablemente tenga valor en la mayor parte de la Cuenca Paganzo, representando un intervalo de tiempo más o menos similar en toda el área.

V e. REFERENCIA A LA FORMACION POTRERO SECO

De Alba (1954) utilizó esta denominación para designar a un pequeño afloramiento principalmente de naturaleza conglomerádica y arenosa que aflora únicamente en el faldeo norte del Cerro Potrero Seco (parte austral de la Sierra de Famatina).

Este autor supuso una edad devónica superior para la secuencia, la que se apoya sobre las rocas graníticas de la Formación Ñunorco (Devónico inferior o medio) y se encuentra separada por una falla de las formaciones Agua Colorada y De La Cuesta (Patquía para De Alba, 1979).

Durante la realización de los trabajos de campo desarrollados para la presente Tesis, esta Formación fue inspeccionada ya que se consideró la posibilidad de que en realidad fuera algo

más joven y equivalente a las partes basales de la Formación Agua Colorada. Especialmente debido a que :

1) No existe mayor certidumbre sobre la edad de la unidad, a causa de que la falla que las separa de las formaciones carbónica y pérmica no asegura su edad precarbónica.

2) No existen, a excepción de este pequeño afloramiento, otros de edad devónica similares en el área.

3) Los conglomerados son de origen continental (De Alba, 1954), exhiben clastos facetados, con aristas pulidas y en ocasiones cemento limo-arenoso (ver De Alba, 1954; 1979). Estas mismas características han sido observadas por Turner (1960) en la Formación Agua Colorada (Quebrada de Las Gredas), rocas incluidas en este trabajo en la facies de areniscas guijarrosas y diamictitas. Sin embargo, estas rocas están bastante deformadas, silicificadas y parcialmente cubiertas, lo que dificulta su estudio detallado y el efectuar correlaciones con las unidades neopaleozoicas.

Por lo tanto, se considera conveniente el criterio empleado por De Alba (op. cit.) al describir estas sedimentitas como una unidad independiente; aunque relativizando la edad supuesta por el autor y no descartando de ningún modo que la unidad pueda ser incluida en el Grupo Paganzo cuando puedan ser reunidos mayores elementos de juicio, dado que el tema ofrece real interés.

VI FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION INFERIOR

VI a. FACIES DE ORTOCONGLOMERADOS POLIMICTICOS GROSERAMENTE ESTRATIFICADOS (FACIES A).

Caracterizada por la presencia de abundantes niveles conglomerádicos gruesos y medianos, esta facies sedimentaria ha sido reconocida unicamente en la Sierra de Sañogasta.

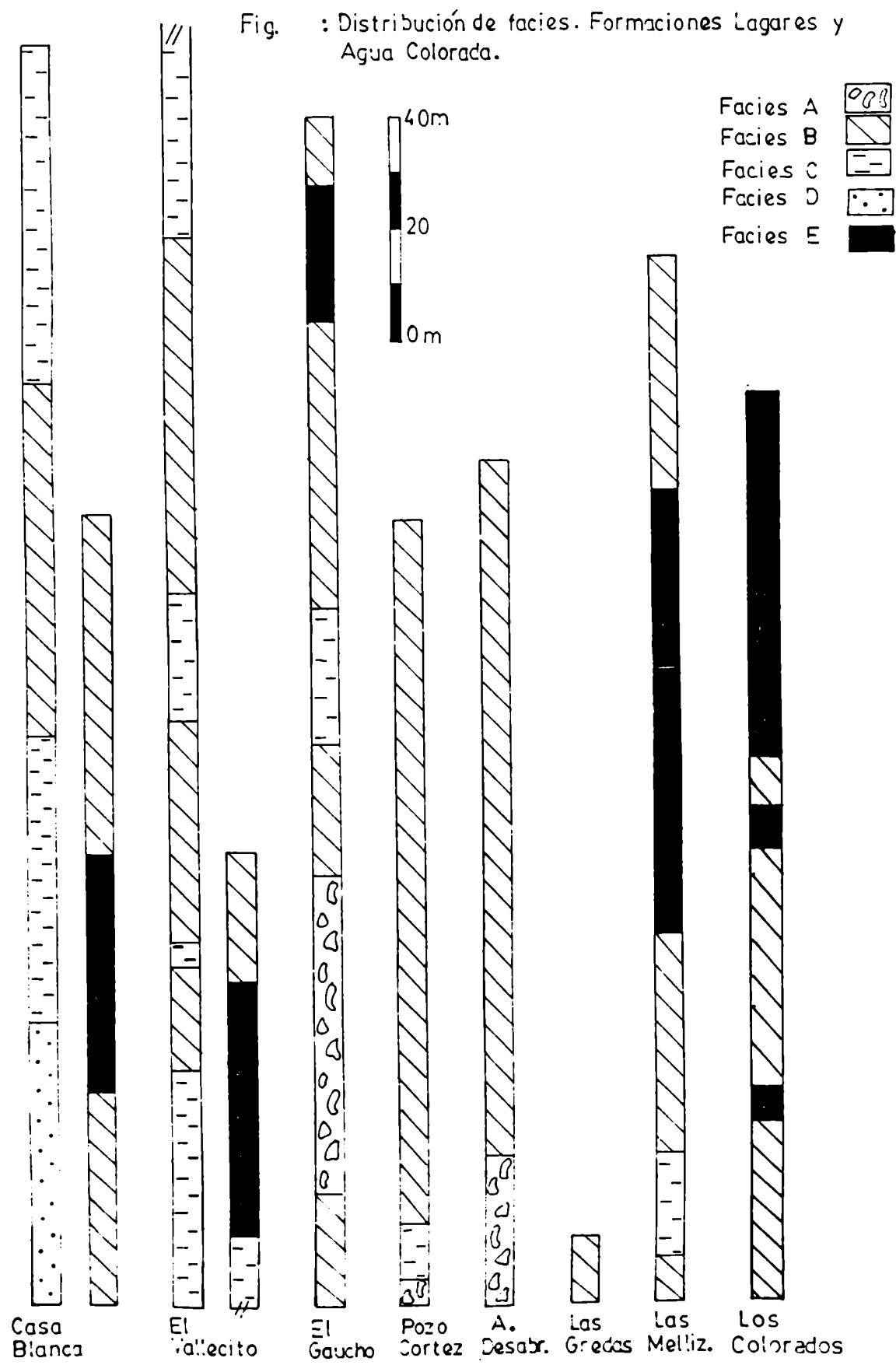
Su desarrollo vertical es escaso, alcanzando su máximo espesor en la comarca de El Gaucho (56 m.) y en Aguada de La Desabrida (27 m); en Pozo de Cortez este litosoma es muy delgado alcanzando solamente 5 m (ver figura 4).

Las rocas que componen esta facies aparecen en la parte inferior de la Formación Lagares, cuando se apoyan sobre el basamento cristalino (como en Aguada de La Desabrida) suele observarse un fino depósito residual de no mas de 30 cm de espesor. El material que conforma estos niveles ha sufrido escaso o ningún transporte y por lo tanto resulta inmaduro textural y mineralógicamente.

Esta facies no alcanza una persistencia lateral importante, ya que pronto interdigita y es reemplazada por sabulitas y/o areniscas gruesas incluidas en la facies B. Por otro lado se observa una cambiante relación vertical con las otras facies, ya que por ejemplo en Aguada de La Desabrida y en El Gaucho es cubierta por la B (resultando el pasaje transicional y rápido por disminución en la frecuencia y tamaño de los bancos conglomerádicos), mientras que en Pozo de Cortez estas rocas son cubiertas tanto por

	P	E	R	F	I	L	E	S
F	POZO DE CORTFZ	AGUADA DE LA DESABRIDA	LAS GREDAS	MARGARITA LAS MELLIZAS	LOS COLORADOS	EL GAUCHO	EL VALLECITO	CASA BLANCA
A	—	—	—	78m	80m	—	45m	42m
C	—	—	—	—	—	—	—	50m
I	10m	—	—	18m	—	24m	117m	111m
E	123m	122m	12m	89m	84m	115m	143m	160m
S	5m	27m	—	—	—	56m	—	—

CUADRO 1: Distribución y espesor de las facies de la sección inferior del Grupo Paganzo.



la facies B como por la C, siendo este último contacto neto por cambio litológico.

La facies exhibe una coloración rosada pálida a blanquecina, el paisaje resultante es en algunas localidades característico, debido a que forma barrancas de pronunciada pendiente (Aguada de La Desabrida).

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las rocas más abundantes son los ortoconglomerados polimícticos, gruesos y medianos, ocasionalmente finos. Estas rocas conforman bancos tabulares y con menos asiduidad lenticulares. Son dominantes los clastos de composición granítica, los que muestran un diámetro máximo de 3 m y un diámetro medio muy variable (pero en general inferior al metro), siendo de subangulosos a subredondados. Los clastos de rocas metamórficas, como así también los de cuarzo lechoso, se presentan en proporción subordinada, con menor tamaño y mayor esfericidad y redondeamiento (subredondados). Por último (menos de un 2%), se observan clastos intraformacionales de limolitas rojas, sobre todo en la parte inferior de las unidades conglomerádicas. La matriz es arenosa, gruesa a mediana, de composición arcósica y coloración rosada, formada principalmente por granos de cuarzo, feldespatos potásicos muy caolinizados y fragmentos líticos de rocas metamórficas e ígneas de grano fino; guarda pues una buena correlación mineralógica con la fracción psefítica y desde el punto de vista textural existe pasaje transicional entre clastos y matriz.

En la figura 5 se observan las proporciones de clastos de

distinta litología a medida que se asciende en la columna, y en la figura 6 la variación en el diámetro máximo y medio de los clastos a lo largo de la litofacies.

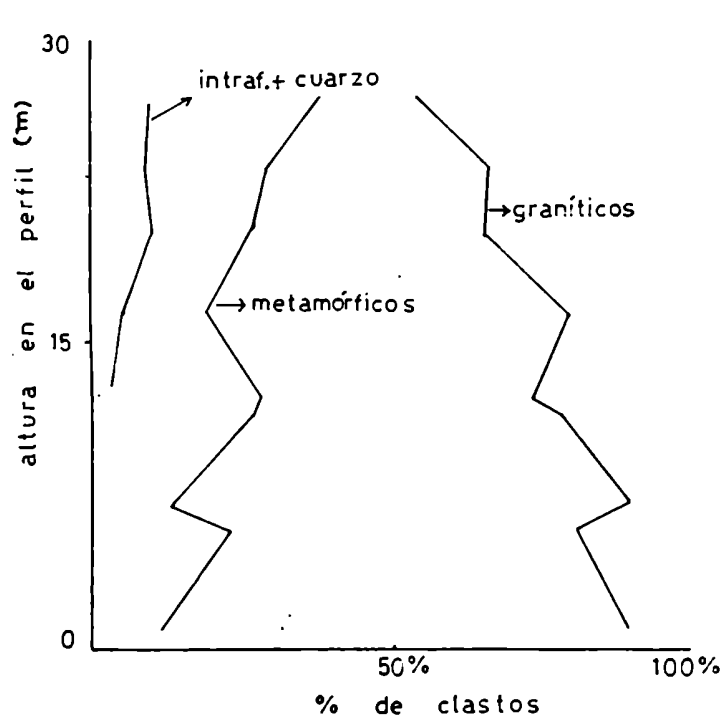


Fig. 5: variación en la composición de los clastos de la facies A, al ascender en el perfil de Aguada de La Desabrida.

Las sabulitas y areniscas, estas últimas comúnmente gruesas, por lo general arcóscicas, rosado pálidas y en ocasiones micáceas. Estas rocas no conforman más del 30% de la litofacies.

Los bancos son principalmente lenticulares, es común la interdigitación con estratos conglomerádicos, resultando el con-

tacto aserrado o irregular.

Se han identificado dos niveles pelíticos en el perfil de Aguada de La Desabrida, rocas ausentes en Pozo de Cortez, se trata de limolitas rojas que resultaron estériles desde el punto de vista paleontológico; los bancos de pelitas resultan muy discontinuos lateralmente, muy probablemente por erosión de los conglomerados que los suprayacen más que por efecto de la depositación.

Desde el punto de vista del ordenamiento interno de los bancos, esta facies se caracteriza por el aspecto macizo de la mayoría de los estratos y por la pobreza de estructuras sedimentarias direccionales, especialmente del tipo de la estratificación entrecruzada tan común en el resto de la Formación Lagares.

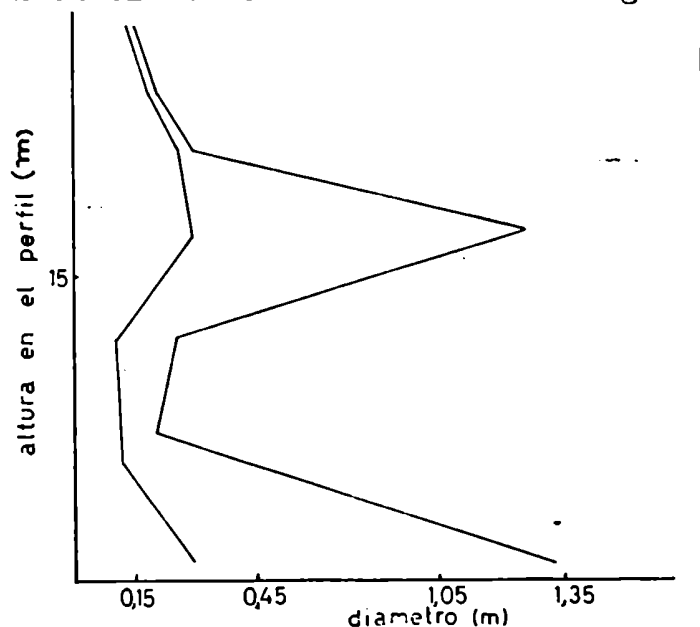


Fig. 6: variación en el diámetro medio y máximo de clastos en la Facies A.

Los conglomerados se presentan en capas gruesas y muy gruesas, a menudo con gradación positiva. Aproximadamente el 95% de los

bancos conglomerádicos son tabulares y el 15% lenticulares; los contactos basales son irregulares y erosivos.

Es destacable la presencia de algunos paleocanales, con baja relación ancho/profundidad los que pueden mostrar en su parte superior "bolsillos de material limo-arenoso" formados al cesar la corriente, relleno de probables depresiones locales.

Las areniscas gruesas y medianas muestran estratos medianos a gruesos, en raras ocasiones muy gruesos, de formas tabulares 60% y lenticulares 40%. Entre las estructuras sedimentarias, se hallan el entrecruzamiento del tipo tabular planar, en donde los distintos "sets", muestran por lo general ángulos de inclinación de capas frontales moderados y variaciones en el tamaño de grano dentro de la capa.

La estratificación plana es otra característica de algunas areniscas, cada capita no supera los 10mm y queda definida por pequeñas variaciones en el tamaño de grano. Sin embargo, un gran número de cuerpos arenosos se caracterizan por presentarse en bancos macizos. También son comunes las intercalaciones conglomerádicas de hábito lenticular, que pasan insensiblemente a las areniscas.

Las psamitas finas, se presentan en bancos delgados, de forma tabular y base más o menos regular. Son generalmente macizas, pero la estructura laminada puede hallarse presente en algunos depósitos.

Las sabulitas, en bancos medianos de hábito lenticular y base erosiva, suelen mostrar entrecruzamiento planar, similar al descrito para las areniscas gruesas y medianas.

Por último, son extremadamente escasas las capas laminadas de limolitas rojas, que se presentan por lo general en bancos delgados y discontinuos.



Foto 1 : aspecto de la porción basal de la facies A en el perfil de Aguada de La Desabrida.

CICLICIDAD Y PALEOCORRIENTES

El amplio dominio de las psefitas unido a la disposición aleatoria de los diferentes tipos de conglomerados, hacen imposible realizar estudios de ciclicidad en los tramos inferiores de esta facies sedimentaria. En la porción media y superior, las dis-

tintas litologías se agrupan en ciclos groseramente granodecrecientes (ver perfiles) que sólo en muy raras ocasiones rematan con un delgado banco pelítico.

En lo que hace a la dirección de las paleocorrientes, en Aguada de La Desabrida la imbricación de clastos (NNE-NNW) y la disminución en el espesor de la facies y tamaño máximo de los clastos hacia el sur, sugieren que en esta dirección se encontraba la pendiente regional durante la depositación de la facies.

INTERPRETACION

Es muy probable que las rocas que componen esta facies, se hayan depositado en áreas de abanicos aluviales y por lo tanto en regiones muy proximas a un frente montañoso. Se han identificado dos tipos de depósitos : por un lado las psefitas y psamitas que se presentan en bancos tabulares, en ocasiones irregulares, continuos lateralmente y con estratificación difusa. Por el otro, buena parte de las psamitas y escasos conglomerados lenticulares, con estratificación entrecruzada. Los depósitos del primer tipo se habrían formado por la acción de flujos laminares decrecientes. Una de sus características es la presencia de clastos intraformacionales de pelitas, muy probablemente arrancados de las reducidas planicies de inundación o de la parte superior de canales distributarios.

El segundo tipo se habría depositado en la parte media a distal del abanico y correspondería a subambientes de canales distributarios y eventualmente a crecientes encausadas que seccionaron el abanico formando depósitos de escasa continuidad

lateral.

DISCUSION

Entre las características litológicas es destacable el caracter grueso, predominantemente psefítico de los depósitos de abanicos aluviales. Es así que en nuestro caso los niveles conglomerádicos ocupan en general el 42% de la litofacies. La textura arenosa de la matriz, la imbricación de los clastos, la presencia de superficies de erosión y la falta de figuras de contorsión llevan a suponer que el agente de transporte poseía de elevada a mediana fluidez, descartando por lo tanto, que estas rocas puedan haber sido originadas por flujos de barro (facies de cenoglomeraditas).

La abundancia de clastos subangulosos y angulosos (foto 1), demuestra que los mismos han sufrido escaso transporte, característica esta típica de abanicos aluviales. La presencia mayoritaria de clastos graníticos evidencia material de procedencia local. Se ha calculado el porcentaje de clastos de distintas rocas en Aguada de La Desabrida (figura 5), observándose una tendencia al aumento de rocas metamórficas y del cuarzo lechoso a medida que se asciende en la columna.

Por otro lado en el mismo sentido, fue detectada disminución en el diámetro de los clastos (fig. 6). Ambos hechos pueden ser interpretados como consecuencia del retroceso del frente montañoso, que trae como resultado el pasaje vertical de facies proximales a distales del abanico, con la consecuente diversifi-

cación en la procedencia, aumento en la redondez de los clastos, disminución en el tamaño y aumento en la selección granulométrica (ver Blissenbach, 1952,1954).

El aspecto gradado que muestran los bancos conglomerádicos indica progresiva disminución en la energía del agente de transporte. Además la presencia de "bolsillos de material limo-arenoso" y de delgados cuerpos lenticulares de pelitas directamente sobre los conglomerados, manifiesta súbito decrecimiento en la energía o bien fenómenos de captura en los canales, con muy probable exposición subaérea del depósito.

Las estructuras entrecruzadas, observadas en areniscas y sabulitas, han sido reconocidas en depósitos similares por muchos investigadores; las mismas se habrían formado preferentemente en canales distributarios, o bien por la acción de crecientes encauzadas en cursos que seccionaban el abanico (Medeiros et al., 1971).

Una rápida variación del espesor de la facies en la región de Aguada de la Desabrida y Pozo de Cortez e interdigitación con depósitos arenosos y sabulíticos (facies B), son el resultado de bruscas pérdidas de competencia del agente en la dirección del transporte. Es así como en el punto 2 (ver esquema geológico de la Aguada de La Desabrida, fig. 9), no se apoyan sobre el basamento los conglomerados que integran esta facies, sino que lo hacen sabulitas y areniscas con intercalaciones conglomerádicas en donde naturalmente, el tamaño de los clastos ha decrecido notablemente.

Por otro lado, la asociación vertical y lateral de estas rocas con sedimentitas depositadas por corrientes fluviales entre-

lazadas, debe ser considerada como un argumento más de apoyo para el ambiente de sedimentación propuesto.

La abundancia de pigmento férrico (coloración roja de limolitas y rosada de areniscas), unida a la falta total de materia orgánica, indica depositación en un ambiente oxidante. La presencia de capas gruesas y muy gruesas de conglomerados señala rápido coeficiente de sedimentación, aunque no continúa en el tiempo con diastemas y superficies de meteorización abundantes.

roto 2: niveles de pelitas rojas en la facies A. Aguada de La Desabrida, Formación Lagares.

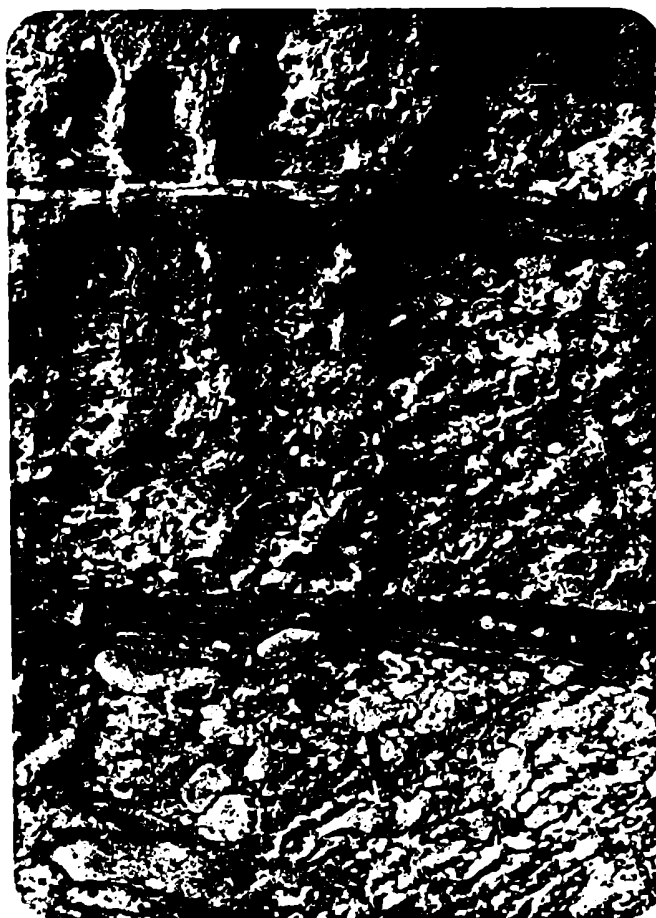




Foto 3 : aspecto del fanglomerado de El Gaucho.

El carácter tectónicamente estable del área de aporte es puesto de manifiesto por la escasa potencia de los fanglomerados, por la progresiva disminución (aunque irregular) de los diámetros medios y máximos de los clastos desde base a techo y por los ciclos elementales granodecrecientes.

En cuanto a la ubicación de las rocas aquí estudiadas dentro del sistema de abanicos, los términos basales y medios del fanglomerado de El Gaucho y la parte inferior del de Aguada de la Desabrida corresponden a depósitos proximales; muy similares en todas sus características a los descritos por Bull (1964,1962) y Andreis y Wagner (1983), aunque sin incluir cenoglomeraditas. El resto de la sección fue con toda probabi-

lidad sedimentada en las secciones medias y externas del abanico.

Por último, como se verá en el próximo capítulo, la correlación positiva existente entre el espesor de los estratos conglomerádicos y el diámetro máximo de los clastos es un elemento de juicio más que refuerza la génesis propuesta.

RELACION ENTRE EL ESPESOR DE LOS ESTRATOS CONGLOMERADICOS Y EL TAMAÑO MAXIMO DE LOS CLASTOS

Generalidades:

Ya los trabajos de Bluck (1967) y posteriormente los de Steel (1974) , Andreis y Wagner (1983) y Gloppen y Steel (1981) señalaron que en los depósitos de abanicos aluviales (en sentido amplio), suele existir una elevada correlación entre el espesor de los estratos conglomerádicos y el diámetro máximo de los clastos que en ellos se encuentran. Más aún Steel (op cit) a utilizado esta propiedad como un elemento más de diagnosis y separación de facies de abanicos aluviales de las restantes facies fluviales.

Lo dicho hace que sea particularmente interesante, el establecer, en nuestro caso, la existencia o no de correlación, comparando los resultados obtenidos con similares estudios realizados en la facies B (de origen fluvial entrelazado).

Metodología:

Teniendo en cuenta lo expuesto se procedió a efectuar mediciones del espesor de los estratos conglomerádicos y de los cinco clastos mayores que en ellos se encontraban (para lo cual fueron medidos más de cinco seleccionándose luego los mayores). Las limitaciones más serias del método utilizado son de dos tipos: 1) falta de seguridad en el diámetro máximo medido de los clastos, por insuficiente exposición de los afloramientos. 2) falta de precisión en la delimitación de las unidades sedimentarias, especialmente cuando el pasaje se verifica entre litologías idénticas o bien resulta transicional entre distintas litologías. La excelente exposición de los depósitos y la presencia de superficies erosivas, han permitido, al menos en parte, salvar las dificultades señaladas.

Tal como lo señalara Steel (1974; pag. 342) el diámetro máximo de los clastos es medido "porque nos da una aproximación de la menor competencia de la corriente que transportó la grava"; en cuanto al espesor de los estratos "cuando es el resultado de un solo acto de sedimentación, dará una idea de la mínima cantidad de sedimento descargado cerca del punto de medida".

Desarrollo:

En la tabla se muestran los valores promedios de espesores de estratos y diámetro máximo de clastos medidos en cuatro puntos diferentes, todos en la comarca de Aguada de La Desabrida (ver esquema geológico). Se ha calculado en cada

caso el valor de la media y de la desviación standard para el espesor de los estratos y el diámetro máximo de los clastos. Ha sido también calculado el coeficiente de correlación, el que fue considerado significativo si $Cr \geq 0,75$.

Tabla 1: relación entre el espesor de los estratos de conglomerados y el diámetro máximo de los clastos mayores (Agua de La Desabrida)

Punto Control	Nº de unidades	Espesor estratíf.		Diámetro máximo		Cr
		\bar{X}	&	\bar{X}	&	
		(m)		(m)		
a	12	1,785	0,860	0,473	0,374	+0,91
b	18	1,300	2,530	0,270	0,245	+0,85
c	9	1,140	0,597	0,248	0,126	+0,93
d	10	0,486	1,549	0,210	0,182	+0,89

\bar{X} : media; &: desviación standard; Cr: coeficiente de correlación.

Antes de entrar a discutir el significado geológico de los resultados obtenidos en los distintos puntos de control, conviene efectuar un breve análisis de la figura 7. Allí se han representado para el punto de control "a" los valores de espesores de estratos en función del promedio del diámetro máximo de los clastos. Se ha obtenido luego, mediante análisis de regresión ordinarios, una expresión matemática lineal que en

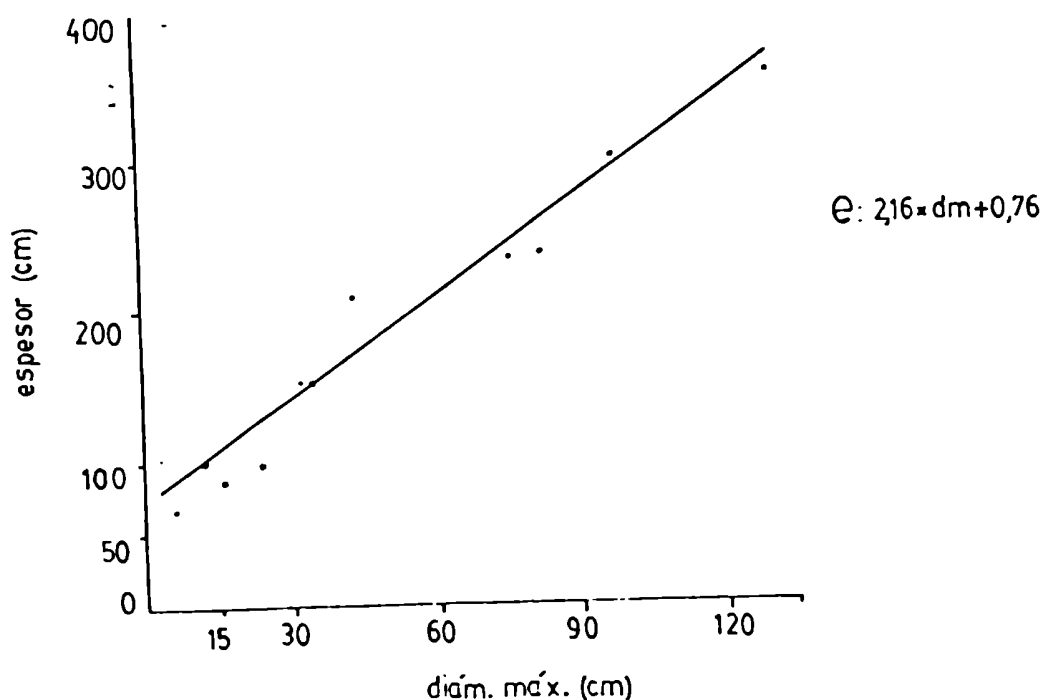
todos los casos muestra un coeficiente de correlación superior a 0,80.

Los resultados obtenidos permiten extraer las siguientes conclusiones:

1) La facies A de la Formación Lagares muestra correlación entre el espesor de los estratos y el diámetro mayor de los clastos que forman los mismos.

2) Esta correlación es positiva, es decir que al producirse un aumento en el espesor de los bancos, se pro-

Figura:7: correlación positiva entre espesores de estratos y diámetro máximo de clastos mayores, para el punto de control "a".



duce también un aumento en el diámetro máximo de los clastos.

3) Los sedimentos fluviales depositados por ríos, cualquiera sea su naturaleza, no muestran ningún tipo de correlación. En la fig. 8 se observan los resultados obtenidos de estudios similares realizados en la facies B, en ella se advierte una alta dispersión de los puntos y total falta de relación entre el espesor de los estratos y el diámetro de los clastos mayores.

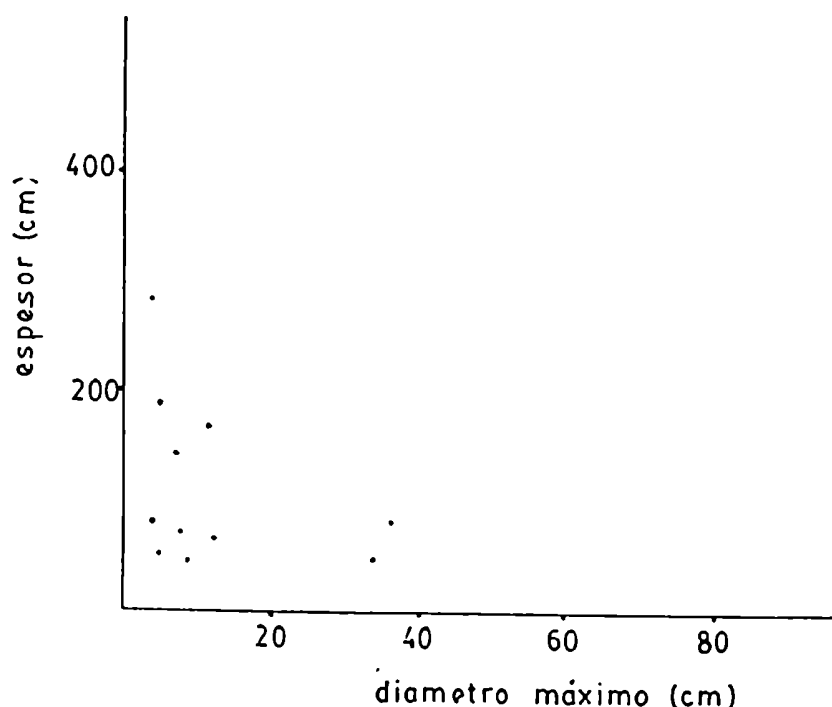
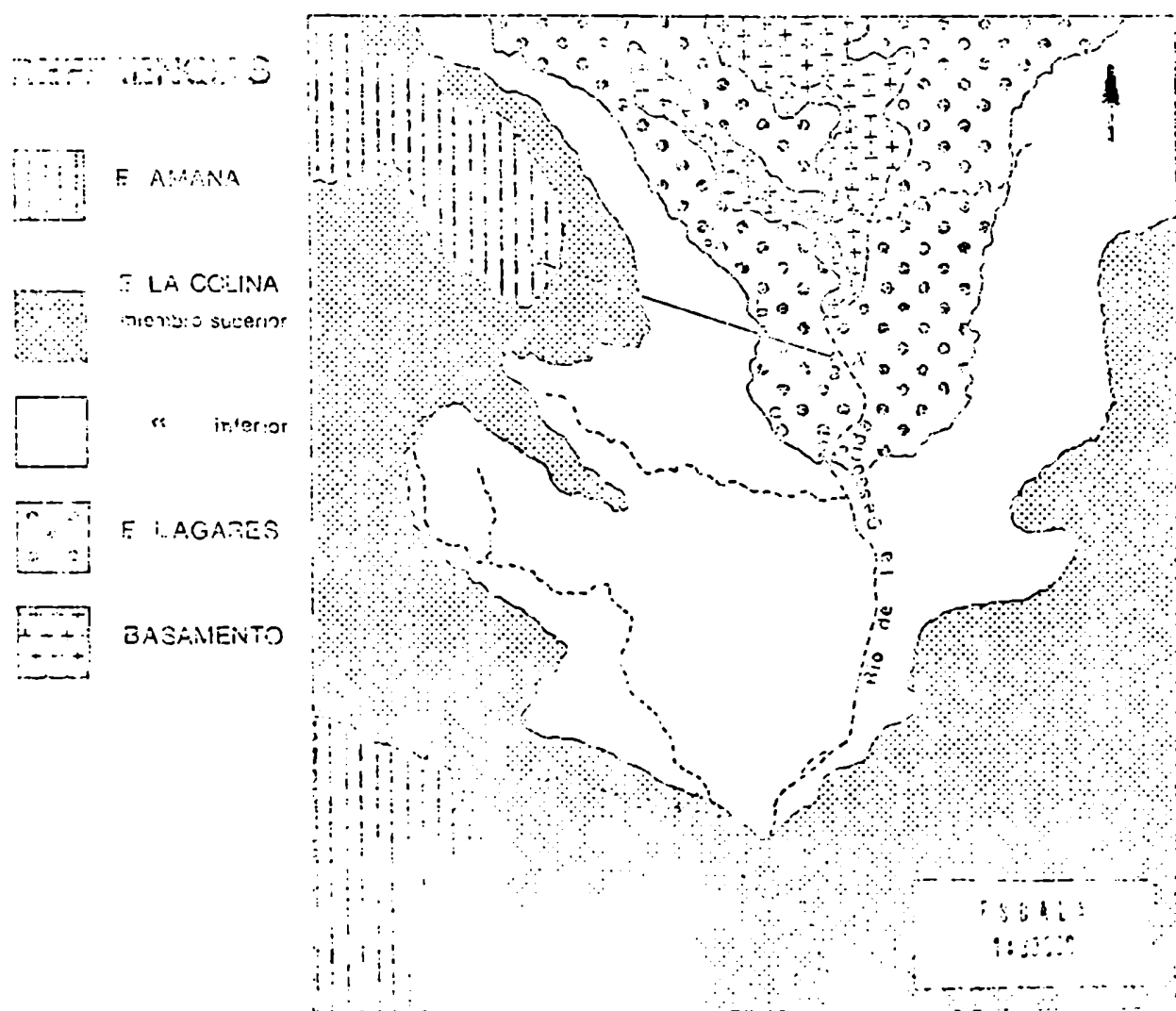


Fig 8

En opinión del autor esta ausencia de correlación debe interpretarse como el resultado de dos factores: 1) ordinariamente no existen en las facies fluviales canalizadas una disponibilidad tan grande de material de distinta granulometría como en los depósitos de abanicos aluviales. Por lo

Figura 9 : Esquema geológico del área de Aguada de La Desabrida. (modificado de Kokoghian, 1989). Las letras a, b, c y d representan la ubicación de los puntos de control citados en el texto; el punto 2 el lugar donde desaparece por acúñamiento la facies A y la línea AA' la traza del perfil realizado.



tanto, es frecuente que el diámetro máximo de los clastos mayores no refleje (ni aún en forma indirecta) la competencia de la corriente; sino que por el contrario sea solamente la mayor granulometría disponible. 2) las frecuentes superficies de erosión observadas en depósitos fluviales canalizados, disminuyen indudablemente el espesor original de los estratos, enmas carando la correlación original.

Por lo tanto se debe concluir que la existencia de correlación es un criterio más de distinción entre facies fanglomerádicas y el resto de las facies fluviales.

OTROS DEPOSITOS SIMILARES A LA FACIES A DESCRIPTOS EN LA SECCION INFERIOR DEL GRUPO PAGANZO

Se incluye este capítulo con el objeto de contribuir a futuras comparaciones sobre el paleoambiente deposicional de las unidades referidas al Grupo Paganzo. Lo mismo se hará con las restantes facies sedimentarias, tanto de la sección inferior como de la superior, en los casos en que depósitos similares hayan sido reconocidos en otras áreas de la Cuenca.

Son muy escasas las menciones de depósitos formados en áreas de abanicos aluviales para la sección inferior del Grupo Paganzo.

Andreis et al (1975) han reconocido un potente fanglomerado en el sector norte de la Sierra de Villa Unión (área de Las Ramaditas). Según estos autores el litosoma se ubica en los términos superiores de la Formación Tupe y fue formado como respuesta a un ascenso local del basamento. Sin embargo, es importante señalar

que De Alba (1954) y Césari (1985) han ubicado a estas rocas en la parte inferior de la Formación Patquía.

Por último el presente autor a tenido la oportunidad de observar bien desarrollados fanglomerados sobre el curso inferior del Río Guandacol. Estas rocas se encuentran incluidas en la parte inferior de la Formación Volcán.

VII b. FACIES DE SABULITAS, CONGLOMERADOS Y ARENISCAS GRUESAS, ESTRATIFICADAS EN BANCOS LENTICULARES. (FACIES B).

Esta facies sedimentaria es la de mayor potencia y distribución areal de las que integran las formaciones carbónicas. Ha sido reconocida en todos los perfiles estudiados, resultando en la mayoría de los casos varias veces recurrente. Su mayor espesor lo alcanza en la Sierra de Famatina, más específicamente en las localidades de Casa Blanca (160 m) y El Vallecito (143 m.).

Es característica la abundancia de sabulitas, la forma fuertemente lenticular de la mayoría de los estratos y la variable proporción en que se encuentran los conglomerados; como veremos luego este último rasgo es muy importante para la identificación de las distintas subfacies.

Estas rocas se asocian con la totalidad de las facies definidas para el Carbónico, en particular el contacto resulta transicional cuando el pasaje se verifica con las facies A, D y E y es neto por cambio litológico con la facies C. Es destacable que las rocas aquí incluidas a menudo conforman

la base de las formaciones estudiadas, apoyándose directamente sobre las rocas del basamento. Especialmente en la Sierra de Sañogasta es frecuente sobre el basamento granítico el desarrollo de un fino depósito residual (regolito) semejante al descrito para la facies A (ver página 40).

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Como ya se ha señalado la abundancia de sabulitas y el caracter fuertemente lenticular de la estratificación definen a la facies. Las cambiantes proporciones en que se encuentran los conglomerados, variando según los perfiles entre un 65% y un 10%, y la presencia en algunos casos de delgados niveles pelíticos, induce al reconocimiento de dos subfacies, a las que se denominarán subfacies de conglomerados y sabulitas (B_1) y subfacies de sabulitas, areniscas gruesas y escasas pelitas (B_2).

A continuación y con el objeto de brindar una más clara y completa caracterización de estas rocas, ambas subfacies son descriptas en forma separada.

Subfacies B_1

Se trata de un conjunto de conglomerados, sabulitas y areniscas gruesas, que presentan características semejantes a las rocas que componen la facies A; sin embargo existen diferencias litológicas y de estructuras sedimentarias que permiten su separación.

Entre las diferencias litológicas más importantes se destacan la mayor participación de areniscas gruesas y sabulitas y la presencia de areniscas finas, verdes, laminadas o con estratificación plana, rocas ausentes o sumamente reducidas en la facies A. Los conglomerados por su parte, se mantienen en todos los casos por debajo del 65%. Comparati-

vamente los diámetros medios y máximos de las psefitas han disminuido en forma notable, presentan además mayor redondeamiento y en ocasiones imbricación. Por último, en contraposición con lo determinado en la facies A, no existe correlación entre el diámetro máximo de los clastos mayores y el espesor de los bancos.

La coloración es variable, pero en la mayor parte de las exposiciones estas rocas son gris blanquecinas o blancas aunque también fueron observados el gris verdoso y el rosado pálido.

Los ortoconglomerados polimícticos son medianos o finos y de color rosado, se disponen en bancos lenticulares en cuya base son comunes las superficies de erosión.

Los clastos muestran, en un sentido muy general, diámetros máximos menores a los 20cm y diámetros promedios entre 5 y 9 centímetros. Son subredondeados a redondeados, observando en la Sierra de Sañogasta preeminencia de clastos de origen granítico (hasta un 50%) parcialmente alterados, de rocas metamórficas esquistasas (20%) en ocasiones bastante alterados, de cuarzo lechoso (20%) y de feldespato potásico (10%). Los clastos de cuarzo, feldespato potásico y granito presentan formas proladas y equidimensionales, en cambio los de rocas metamórficas poseen geometricidad tabular resultado del control que la estructura (esquistosidad) ejerce sobre la forma. La matriz es arenosa, gruesa a mediana, rosada y de composición arcósica. En la Sierra de Pamatina, los clastos muestran notorio aumento en la proporción de rocas metamórficas de bajo y mediano grado.

Las sabulitas y areniscas muy gruesas son de color blanco crema y con menos asiduidad verde pálido. Los clastos presentan diámetros máximos de hasta 6mm, aunque la mayoría de los mismos varía entre 1 y 4mm, su composición es arcósi- ca, un 80% de la roca se halla formada por cuarzo y feldespa- to potásico, mientras que el resto son fragmentos líticos ig- neos y metamórficos. La matriz es de grano fino a mediano, re- sulta de una mezcla de arena fina y material arcilloso (cao- lín principalmente), lo que le confiere a la roca un caracter pulvurulento y en ocasiones la hace sumamente deleznable.

Las areniscas medianas y finas, también de composición arcósica, se presentan en una proporción no superior al 15%. Son más frecuentes en el perfil de Pozo de Cortez y conforman bancos medianos de base no erosiva, con frecuencia persisten- tes lateralmente.

Queda hacer referencia a unos pocos niveles de limoli- tas de color pardo rojizo (Aguada de La Desabrida, El Gaucho) y negro (en Pozo de Cortez), en bancos sumamente discontinuos y de reducido espesor, que han sido muy erodados por los con- glomerados o sabulitas que los cubren. En ocasiones las peli- tas se encuentran también como clastos en niveles de conglo- merados intraformacionales.

De acuerdo al espesor de los estratos que conforman es- ta subfacies, son medianos a muy gruesos, aunque los gruesos son los más frecuentes.

El 50% de las capas presenta algún tipo de ordenamiento interno, ya se trate de estructuras entrecruzadas, estratifi- cación plana, laminación, gradación, etc. Sin embargo, debe se-

Notarse que un buen número de capas (especialmente las conglomerádicas) carecen de ordenamiento interno definido y presentan una grosera o ausente estratificación.

Un tratamiento especial merece la forma de los bancos que componen esta subfacies. Los conglomerados y areniscas presentan depósitos típicamente lenticulares de base erosiva, los que se asocian formando "paquetes de bancos lenticulares" que pueden alcanzar hasta 12m de espesor. De tanto en tanto estos paquetes se encuentran marginados por bancos de areniscas verdes rojas que no superan los 0,5m de espesor. Se producen de esta manera no sólo cambios litológicos en sentido vertical sino también horizontal.

En las sabulitas y areniscas gruesas han sido identificadas estructuras entrecruzadas, preferentemente tabulares tanto planares como tangenciales, en sets solitarios de escala mediana (unos 30cm) y ángulos de inclinación de las capas frontales en general moderados. Con mucha menos asiduidad se observa también estratificación entrecruzada en artesa, en sets solitarios.

Otra estructura común de estas rocas es la presencia de estratificación plana, especialmente en las psamitas; cada una de las capas difiere de la supra y subyacente en la granulometría del material. En algunos casos ha sido observada gradación positiva en el interior de las capas más gruesas, aunque esta estructura es por lo general difícil de apreciar debido al tamaño de grano del depósito y al escaso espesor de las capas.

Los conglomerados conforman bancos muy gruesos y grue-

ses. La estructura más común es la gradación positiva. En ocasiones es posible observar estratificación entrecruzada del tipo tabular planar (ver foto 4). Por último, la imbricación de clastos suele hallarse presente.



Foto 4: Estratificación entrecruzada tabular en conglomerados medianos de la Formación Agua Colorada. Puesto El Vallecito, Sierra de Famatina.

Las areniscas gruesas y medianas son las que portan la mayor variedad de estructuras sedimentarias. En ellas han sido identificados entrecruzamientos tabulares y en artesa (estos últimos de pequeña y mediana escala), capas planas y algunos niveles lenticulares sapulíticos o de conglomerados finos intercalados.

Las areniscas finas y los muy escasos bancos de limolitas, conforman estratos finos y medianos, más raramente gruesos, en los que se observa laminación y estratificación plana.

Subfacies B₂: sabulitas, areniscas gruesas y escasas pelitas.

Esta subfacies está caracterizada por una menor proporción de conglomerados (en general menor a un 20%) y por la presencia de discontinuos, delgados y escasos niveles de pelitas negras o verdosas a veces carbonosas.

Las sabulitas y areniscas gruesas conforman aproximadamente el 70% de la subfacies, muestran estrecha relación espacial y a menudo el pasaje entre ambas litologías resulta imperceptible. Forman bancos muy gruesos que pueden alcanzar hasta 6m de espesor. Su color es gris blanquecino y en ocasiones chocolate, especialmente cuando estas rocas se encuentran en los términos superiores de las secuencias carbónicas. En cuanto a las características petrográficas de estas psamitas resultan por entero similares a las de la subfacies B₁. Es común en el interior de algunos bancos, la presencia de concreciones ferruginosas de forma esferoidal las que preferentemente se encuentran en sabulitas; el tamaño de estas concreciones varía entre 2 y 7 centímetros.

Las sabulitas y areniscas gruesas conforman bancos lenticulares, gruesos y muy gruesos, de base erosiva. La estratificación entrecruzada es la estructura sedimentaria más común, preferentemente del tipo tabular, se presenta en "sets" de mediana y gran escala generalmente solitarios. La estratifica-

ción plana es particularmente frecuente en areniscas gruesas, a menudo está asociada a estratificación entrecruzada de bajo ángulo, lo que hace muy difícil la separación de estas dos estructuras.

Las areniscas finas y medianas pueden ser divididas en dos tipos, teniendo en cuenta sus características texturales y estructurales. Por un lado las medianas y finas, micáceas, de color rojizo, pardo grisáceo o verde; pobremente laminadas, más típicamente masivas, de composición arcósica. Por otro areniscas finas a muy finas de color verdoso, micáceas como las anteriores pero por lo general bien laminadas.

Resulta interesante remarcar que el color pardo rojizo o verde oscuro de las psamitas, depende en la mayoría de los casos del grado de meteorización sufrido por la roca. Es común que areniscas pardas o rojizas en fractura fresca muestren remanentes de la coloración original verde oscura.

Las areniscas medianas y finas conforman bancos gruesos, muy gruesos y medianos, es frecuente la laminación, la estratificación plana, la estratificación ondulítica y la presencia de ondulitas especialmente en los bancos de areniscas más finas (ver foto 5).

Un rasgo destacable es la presencia de grandes concreciones esferoidales de hasta 20cm de diámetro, algunas de las cuales muestran características estructuras como en ∞ no, se encuentran formadas por calcita, cuarzo y algo de biotita (la mineralogía fue investigada mediante difractogramas de rayos X).



Foto 5 : Ondulitas y estratificación ondulítica. Bum Bum, Formación Lagares.

En cuanto a los escasos conglomerados, se tratan de ortoconglomerados polimícticos generalmente finos a medianos, con clastos por lo general bien redondeados de formas proladas. La matriz es arenosa, mediana y muestra buena correlación mineralógica con la fracción mayor.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES.

Resulta difícil definir un tipo de ciclicidad dominante para esta facies, ya que no sólo existen modificaciones en la disposición de litologías y estructuras entre los per-

files, sino también dentro de una misma sección.

Teniendo en cuenta la escala de los distintos ciclos identificados pueden ser establecidos dos tipos de ciclicidad; 1) pequeños ciclos (generalmente de espesores inferiores a los cuatro metros), típicos de la subfacies B_1 y 2) grandes ciclos (entre 10 y 20 metros) observados en la subfacies B_2 .

En un sentido solamente general, la subfacies B_1 muestra algunos pequeños ciclos conformados por ortoconglomerados macizos o con gradación positiva, que descansan sobre una superficie erosiva de bajo relieve relativo. Los conglomerados son seguidos por sabulitas, con estructuras entrecruzadas aisladas de mediana y gran escala, y estas a su vez por areniscas generalmente gruesas.

Sin embargo son muchas las modificaciones que puede mostrar la cadena ideal descripta. A continuación se señalan las principales:

- 1) Los conglomerados macizos o con gradación positiva, pueden ser reemplazados por psefitas con estratificación entrecruzada tabular de gran escala, como en algunos tramos del perfil de El Vallecito (ver foto 4).
- 2) Las sabulitas entrecruzadas pueden ser reemplazadas por sabulitas macizas o bien por capas de aspecto macizo en donde las estructuras originales resultan difíciles de apreciar.
- 3) Las sabulitas con estructuras entrecruzadas pueden ser en otros casos reemplazadas por sabulitas con estratificación plana.
- 4) Ocasionalmente niveles de areniscas medianas y finas (e in-

cluso algunas limolitas), pueden ampliar considerablemente el número de términos del ciclo ideal descrito.

- 5) En algunos casos han sido identificadas secuencias del tipo conglomerado----arenisca gruesa.
- 6) Algunas secciones parecen mostrar una disposición aleatoria de litologías y estructuras.

La subfacies B₂ muestra, en cambio, tendencia al desarrollo de grandes ciclos formados por secuencias multicanal de sabulitas, areniscas gruesas y conglomerados lenticulares, estas rocas son de tanto en tanto limitadas verticalmente por estratos tabulares de areniscas verdes o rojas, de grano fino, de hasta 0,5 metros de espesor. Se produce de esta manera la formación de "paquetes de bancos lenticulares" de hasta 12 m. de espesor (ver Limarino, 1983).

En cuanto a las mediciones de paleocorrientes fueron efectuadas sobre estratos entrecruzados tabulares, algunas artesas e imbricación de clastos. En la tabla se muestran los resultados obtenidos, los que presentan amplia dispersión y valores unimodales (Pozo de Cortez, El Vallecito, Casa Blanca) y bimodales (Aguada de La Desabrida). En el ámbito de la Sierra de Sañogasta, los vectores de paleocorrientes se ubican en el cuadrante sudeste y sudoeste; mientras que en la Sierra de Famatina lo hacen en dirección preferentemente norte.

CONTENIDO PALEONTOLOGICO

Se han coleccionado algunos ejemplares, en excelente estado de preservación referibles a la especie Nothoracopteris

L O C A L I D A D	Nº de medic.	V E C T O R R E S U L T .		
		Orientación	Magnitud	R.C.C.
Aguada de La	21	160°	12°	39°
Desabrida		208°	20°	26°
Pozo de	6	110°	18°	40°
Cortez				
El	11	9°	15°	42°
Vallecito				
Casa	7	335°	23°	32°
Blanca				

Tabla 2 : resultado de las mediciones de paleocorrientes realizadas sobre estratos entrecruzados. R.C.C. — radio del círculo de confianza.

argentínica (Geinitz) Archangelsky. Se trata de impresiones de porciones de pinas, que muestran pínulas basales, medias y apicales (lam. 1 ,figs. 1 y 2). Se hallaron además impresiones de troncos de articuladas (Calamites ?).

Por otro lado se procedió al análisis palinológico de muestras provenientes de bancos de pelitas carbonosas. Si

bien el material obtenido no es abundante y presenta fuerte grado de oxidación, es posible reconocer esporas triletes y lisas, y sacos de granos de polen monosacados (lam. 1 fig 3).

INTERPRETACION

Los responsables de la formación de estas rocas fueron con gran probabilidad sistemas fluviales de baja sinuosidad, entrelazados.

La granulometría relativamente gruesa del material y los tipos de estructuras sugieren que la mayor parte del sedimento fue transportada como carga del lecho y que la cantidad de material llevado en suspensión fue baja.

Los depósitos de la subfacies B_1 representan condiciones de mayor energía que los de la B_2 , y es probable se trate de cursos fluviales ubicados en sectores intermedios a proximales a las áreas de aporte caracterizados por una pendiente moderada a alta. La casi totalidad de las sedimentitas incluidas en la subfacies se habrían depositado en áreas de canal, más precisamente en barras. La gran variabilidad de las estructuras sedimentarias reconocidas hace poco conveniente e incierta la asignación a un determinado tipo de barra, siendo probable que varias formas se encuentren representadas.

La subfacies B_2 , si bien muestra como la anterior neto predominio de los depósitos de canal, incluye algunos bancos de areniscas finas y limolitas formados en condiciones de bajo régimen de flujo e incluso sujetos temporariamente a exep-

sición subaérea. Estas rocas pueden representar facies de planicies de inundación (escasas en la mayoría de los sistemas entrelazados) o los términos superiores de barras de canal (islas). Es probable una posición intermedia a distal para los ríos que formaron esta subfacies.

Como luego se discutirá, las características generales de estos depósitos sugieren un modelo de sedimentación fluvial del tipo Donjek o Platte (Maill, 1977) para las rocas incluidas en la facies B.

DISCUSION

Existe cierta confusión en el uso de algunos términos habitualmente empleados en la clasificación morfológica de ríos. En particular los adjetivos de entrelazados ("braided") y anastomosados ("anastomosing") han sido utilizados a menudo en la literatura especializada como tipos equivalentes. Sin embargo, ya Schumm (1968), Smith (1973) y Miall (1977), entre otros, han señalado que existen importantes diferencias entre ellos, siendo su principal rasgo común el diseño multicanal (dos o más canales).

Los ríos anastomosados están caracterizados por la presencia de islas estables, corrientemente vegetadas, en las que se ha depositado abundante material fino. Los canales, resultan pues mucho más estables y mejor definidos (baja relación ancho/profundidad) que los que forman los ríos entrelazados, donde las islas, de formarse, sólo poseen una vida efímera.

La ausencia de material fino (limo-arcilloso), de restos

vegetales y de paleocanales estables con relación ancho/profundidad baja lleva a proponer un origen entrelazado para los ríos que formaron esta facies.

La rápida variación litológica, tanto en sentido horizontal como vertical, aquí observada ha sido citada como característica de los cursos entrelazados por Allen (1965), Williams y Rust (1969) Steel (1974) y Spalletti (1979, 1980) entre otros. Este último investigador señaló que la forma lenticular de los bancos conglomerádicos y sabulíticos indica la existencia de paleocauces estables, en los que no se producían en forma significativa fenómenos de migración lateral (Spalletti, 1981).

La frecuente presencia de estratificación entrecruzada tabular, no sólo en sabulitas y areniscas, sino también en conglomerados (aunque en mucha menor proporción, ver foto 4), ha sido considerada un rasgo común en depósitos fluviales de baja sinuosidad. En particular el entrecruzamiento tabular planar es el más abundante, semejante a los tipos "alpha" o "beta" de la clasificación de Allen (1963), quien señaló que esta forma es más común en zonas relativamente pandas de ríos entrelazados.

Doeglas (1962) remarcó la abundancia de conglomerados y areniscas con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala en las partes basales de las barras, y consideró al entrecruzamiento como el resultado de la migración aguas abajo de estas macroformas, con depositación de material en condiciones de alto régimen de flujo. Por otro lado Spalletti (1979) y Reineck y Singh (1980) señalaron que su formación puede también deberse a fenómenos de avalancha desarrollados en las márgenes de las barras.

La mayor proporción de estratificación entrecruzada con respecto a estratificación plana puede considerarse un indicio del desarrollo preferencial de barras transversales, sin descartar que puedan encontrarse presentes longitudinales y oblicuas. Al respecto, es importante señalar que las barras transversales son más frecuentes en los sectores alejados de las áreas de aporte.

Por su parte, Miall (1977) incluyó en su facies Gp a conglomerados con estratificación entrecruzada planar, semejantes a los ilustrados en la foto⁴. Este autor consideró esta estructura como resultado de la migración de barras linguoides durante períodos de máximo caudal.

Eynon y Walker (1974) también describieron entrecruzamiento planar en gravas pero producidos por crecimientos deltaicos de antiguas formas erodadas.

Como quiera que sea, el entrecruzamiento planar de pefitas en ríos entrelazados no es frecuente y según Miall (1977) requiere para su formación condiciones de máxima energía.

Los depósitos conglomerádicos, sabulíticos y de areniscas gruesas con estratificación plana y entrecruzamiento de bajo ángulo son similares a la litofacies Gm y Sh de Miall (op cit). Los mismos se habrían depositado en barras del canal, probablemente del tipo longitudinal, evidenciado por la presencia de estratificación plana, entrecruzada de bajo ángulo y la relativamente baja selección.

Galloway y Hobday (1983) han señalado también estratificación plana (y entrecruzada de bajo ángulo) en la cresta de barras transversales, aunque en estos casos es muy frecuente que la estruc-

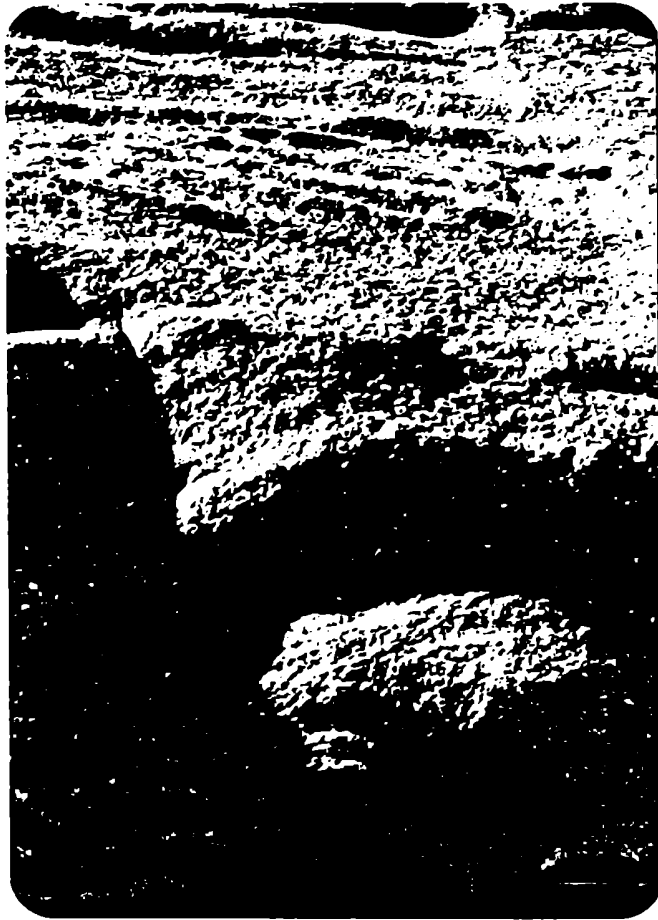


Foto 6 : depósitos de canal de la facies B, representados por conglomerados con estratificación entrecruzada de alto y bajo ángulo. En la parte inferior areniscas finas y limolitas con restos indeterminables de plantas probablemente depositadas en pequeñas planicies de inundación.

tura sea removida por erosión. Por otro lado, la estratificación entrecruzada de bajo ángulo en sabulitas y areniscas gruesas cuando se haya acompañada de estratificación plana es común en "barras laterales" de cursos fluviales arenosos de baja sinuosidad (Galloway y Hobday, op cit). Este tipo de forma constructiva, se forma en las margenes del canal, estando solamente expuesta en períodos de bajo caudal.

Sin embargo, es probable que la mayor parte de los "sets" a-

grupados de estratificación entrecruzada tabular que muestran algunas areniscas, se haya producido por la migración aguas abajo de megaóndulas (formas bidimensionales en el sentido de Costello y Southard, 1981), las que ocasionalmente pudieron encontrarse sobreimpuestas a formas de mayor envergadura (barras, macroformas del lecho en la clasificación de Jackson, 1976).

La estratificación plana, mencionada para las areniscas medianas y finas de la subfacies B₂, posiblemente fue depositada en condiciones de lecho plano de alto régimen de flujo, a velocidades superiores a las de formación de dunas; probablemente en períodos de crecientes. Con todo, Singh (1972) ha proporcionado una explicación distinta, pues ha descrito en ambientes actuales estratificación plana producida por la depositación pulsatoria de "nubes de material fino", a velocidades próximas o inferiores a las de formación de ondulitas.

El desarrollo de algunas islas o zonas de planicie de inundación vegetadas es evidente en la subfacies B₂ (ver foto 4), al respecto la presencia de concreciones carbonáticas (como las ya mencionadas ver pagina 68) comunmente vinculadas a estas rocas puede estar controlada por la acción de procesos pedogenéticos.

OTROS DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN LA CUENCA PAGANZO

Parecen ser semejantes a los depósitos descritos en la facies B, la litofacies II de la Formación Tupe aflorante en el área de la Sierra de Maz (ver Andreis et al, 1975). Este litofacies se caracteriza por el predominio de las psefitas y psamitas y la ausencia de pelitas.

VII c. FACIES DE ARENISCAS Y PELITAS CON MARCAS SUBSTRATALES (FACIES C).

Esta facies ha sido identificada tanto en el ámbito de la Sierra de Famatina como en el de Sañogasta con espesores que van desde los 103 m. (perfil de El Vallecito) hasta sólo 10 m. (Pozo de Cortez). Otras localidades donde se encuentra bien expuesta son: Casa Blanca, Portezuelo de Los Berros, Quebrada de Las Gredas-El Puma, El Gaucho, El Durazno y Mina Margarita-Las Mellizas.

Tres características permiten la rápida identificación de estas rocas: la forma tabular de los bancos, el reducido espesor de los mismos y la composición litológica, pues en la mayoría de los casos se encuentra formada por sucesiones monótonas de areniscas y pelitas o por pelitas laminadas.

Esta facies tiende a ubicarse preferentemente en la parte basal y media de las formaciones carbónicas y en ningún caso fue identificada cerca del techo de las unidades analizadas. Si bien los bancos muestran una forma preferentemente tabular, en muchos afloramientos la continuidad lateral de la facies es escasa, y por regla general difícilmente pueda ser seguida por más de un kilómetro. Los pasajes verticales son netos con las facies A, B y D por cambio litológico, pero los laterales a menudo son transicionales con la B y D.

La unidad presenta colores oscuros, negro, gris, verde hasta gris azulado.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

A continuación se describen en forma general las características litológicas y las estructuras sedimentarias presentes en la facies; sin embargo, como se verá más adelante, un análisis detallado de la unidad permite la definición de al menos cuatro sub-facies.

Las areniscas y pelitas son las rocas más abundantes y en conjunto conforman más del 90% de la facies. Se trata por lo general de psamitas finas y limolitas, de colores gris oscuro, gris verdoso y gris azulado. Se presentan estratificadas en bancos de formas tabulares, delgados, muy delgados y con menos asiduidad medianos.



Foto 7 : cadilitos en los depósitos lacustres. Formación Lagares
Mina La Margarita (Quebrada de Los Saltos).

La laminación es la estructura interna más común, aunque también son frecuentes las estructuras entrecruzadas tabulares de pequeña escala, la laminación ondulítica y la microgradación, así como la presencia de cadilitos ("dropstones"). Se encuentran característicamente ausentes las estructuras entrecruzada de mediana y gran escala, tan comunes en el resto de las secuencias analizadas. Las lineaciones subestratales son muy frecuentes en la base de los bancos arenosos, mientras que en el techo resultan comunes las ondulitas asimétricas y las pistas de vermes (ver foto 10).

Si bien las areniscas y pelitas son las rocas más abundantes, la aparición de otras litologías (conglomerados, diamictitas finas, margas), así como variaciones en el tipo de estructura sedimentaria y en la ciclicidad, hacen conveniente la definición de cuatro subfacies cuyas características son descriptas a continuación.

Subfacies C₁:

Se encuentra formada casi exclusivamente por pelitas y areniscas muy finas, estratificadas en capitas muy delgadas, laminadas o macizas. Ocasionalmente pueden hallarse presentes algunos bancos de margas.

Es característica la presencia de guijas y guijarros aislados que deforman la laminación de las pelitas y/o psamitas muy finas conformando verdaderos cadilitos ("dropstones"). Por otro lado las concreciones "tipo marlekor" (ver Spalletti, 1973) son muy comunes, las que en ocasiones pueden presentarse en forma arracimada (ver foto 8).

Esta subfacies se encuentra presente en los perfiles de Casa Blanca (63 m.), Portezuelo de Los Berros, Quebrada de Las Gredas-El Puma y El Gaucho. En particular en la primera de las localidades citadas se encuentra una de las mejores exposiciones de la sección, la que ha sido descrita por Limarino et al (1984: 327) como sigue: "Los primeros 42 m. se encuentran formados por

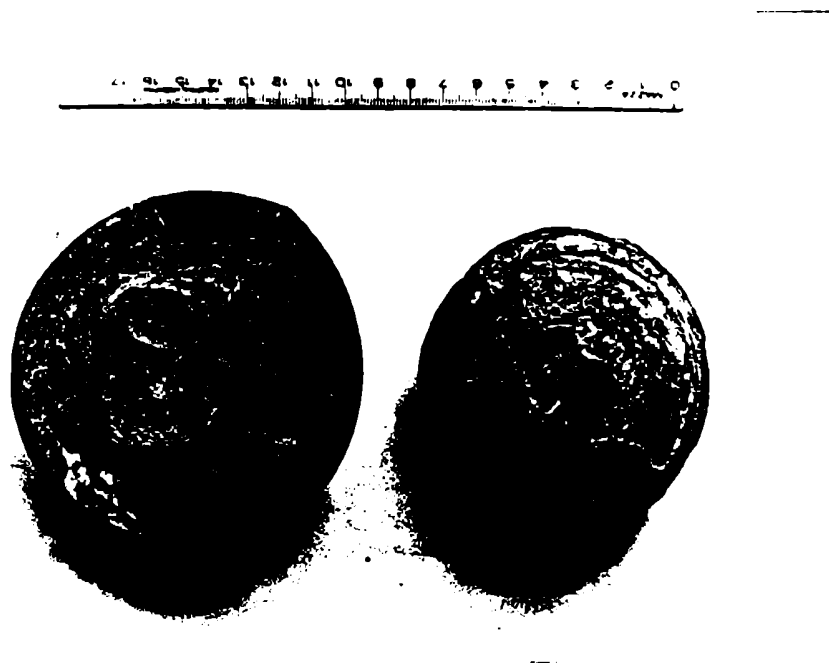


Foto 8 : Concreciones "tipo marlekor" identificadas en la subfacies C_1 y C_2 . Perfil de Casa Blanca, Formación Agua Colorada.

limolitas gris azuladas, generalmente laminadas, en banquitos tabulares de unos 5 cm. de espesor promedio, entre los que se intercalan limolitas finas de color gris amarillento, en capas de potencia aún más reducida. En la parte superior de esta sección, se in-

tercalan tres bancos de margas de unos 7 cm de espesor. Una de las características sobresalientes de la sección descripta, es la presencia de guijarro y guijas aisladas, incluidas dentro de los bancos psamíticos o pelíticos. En algunos casos se ha comprobado claramente la deformación de la estructura laminada que se encuentra directamente por debajo de los clastos. Los 16 m. siguientes están caracterizados por su monotonía litológica ya que se encuentran formados casi exclusivamente (existen algunas escasas y delgadas intercalaciones arenosas) por pelitas negras carbonosas, laminadas con abundantes briznas, pistas de vermes y restos indeterminables de plantas. En los últimos 5 m. vuelven a intercalarse areniscas y pelitas, verticalmente la relación psamita/pelita crece muy rápidamente, los bancos se hacen más gruesos y se observa la presencia de niveles de conglomerados finos, produciéndose el pasaje a facies areno-conglomerádicas de muy probable origen fluvial".

Subfacies C₂:

Caracterizada por la alternancia rítmica de pelitas y areniscas esta subfacies fue identificada en los perfiles de Casa Blanca, El Gaucho, El Vallecito, Mina Margarita-Las Mellizas y El Durazno.

Si bien existen diferencias según el perfil analizado, las psamitas (medianas y finas con menos asiduidad gruesas) son las rocas más abundantes. Es frecuente la aparición de lineaciones subestratales (turboglifos, estrías, calcos de punzamiento, calcos de carga) en la base de los bancos arenosos, así como la micro-

gradación positiva, la estratificación plana y estratificación ondulítica.

Sobre las capas arenosas yacen las pelitas. A menudo el contacto entre ambas litologías resulta irregular debido a la presencia de ondulitas sobre los planos de estratificación.

Como veremos más adelante (ver ciclicidad y paleocorrientes) existe una disposición cíclica de litologías y estructuras semejante a la descrita por Bouma (1962) para secuencias de turbiditas clásicas.

Por último es destacable un importante cambio en el espesor de los bancos que conforman esta subfacies en El Durazno, allí las capas arenosas y pelíticas suelen alcanzar espesores de hasta 35 cm. que las diferencian claramente de las secuencias finalmente estratificadas antes descripta.

Subfacies C₃:

Se tratan de intercalaciones que no superan los 5 m. de espesor de areniscas gris blanquecinas y algunas diamictitas finas.

Acompañando a estas diamictitas suelen presentarse areniscas, de tamaño de grano variable, que se caracterizan por presentar grandes concreciones subesféricas y algunas masas de arena deformadas (perfiles de El Vallecito, Casa Blanca y Portezuelo de Los Berros).

Las diamictitas no presentan ningún tipo de estratificación, son de color gris azulado, la matriz de naturaleza limosa conforma más del 50% de la roca, los clastos generalmente subredondeados o redondeados rara vez exceden los 4 cm de diámetro máximo.

Cuadro 4 : principales características de las subfacies definidas

Sub-facies	C ₁	C ₂	C ₃	C ₄
Lito-logía	pelitas y limolitas muy finas	areniscas y pelitas	areniscas y diamictitas	conglomerados y areniscas finas
Estructuras Sedimentarias	laminación	lineaciones laminación ondulitas microgradación etc.	concreciones y masas de arena deformadas	laminación
Ciclicidad	ausente	Ciclos de Bouma tipo T _a -T _c y T _a -T _c -T _d	ausente	alternancia rítmica, cong-aren
Cont. paleontológico	abundantes pistas de vermes	pistas de vermes y tallos	ausente	abundantes troncos de licópsidas
Espesor máximo	65 m	60 m	4 m	8 m
Interpretación	depósitos "normales" de emplazamiento distal	turbiditas de emplazamiento distal	turbiditas canalizadas (proximales ?)	depósitos costaneros



Foto 9 : aspecto de las diamictitas de la subfacies C_3 . Perfil de El Vallecito, Formación Agua Colorada.

Subfacies C_4 :

Identificada unicamente en el perfil de Casa Blanca donde tiene un espesor de tan sólo 8 metros, esta subfacies se encuentra formada por ortoconglomerados polimícticos que alternan en forma rítmica con areniscas muy finas negras, muy carbonosas, portadoras de abundantes restos de tallos de licópsidas.

Los conglomerados conforman estratos tabulares, medianos a delgados, los clastos de formas preferentemente proladas presentan un diámetro medio de 3 cm y máximo de 5 cm.

Las areniscas son muy finas, en ocasiones pasan a limolitas y por lo general muestran laminación bien desarrollada. Esta

subfacies interdigita lateralmente con la subfacies C_2 .

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

Debido a la monotonía litológica de las subfacies C_1 y C_3 no ha podido ser valorada la existencia de ciclicidad en estas rocas.

La subfacies C_4 esta conformada por delgadas repeticiones bitemáticas (cada ciclo no supera los 0,8 m y por lo general es menor a 0,7 metros de espesor) de conglomerados y areniscas finas; este tipo de ciclicidad no es frecuente en depósitos lacustres y sobre todo llama la atención el brusco cambio granulométrico entre ambas litologías, su probable significado será discutido más adelante.

En cuanto a la subfacies C_2 muestra una disposición vertical de estructuras y litologías semejante a la descrita por Bouma (1962), aunque la secuencia no se encuentra completa en todos los casos. El tipo de cadena más común es Ta-Tc-Td con lineaciones subestratales presentes en la base de los bancos. Los términos Tb y Te, si bien pueden encontrarse lo hacen en proporción subordinada.

La falta de estructuras direccionales en gran parte de estas rocas no ha permitido la realización de estudios de paleocorrientes sistemáticos. Solo en la subfacies C_2 fueron realizadas mediciones (sobre ondulitas y turboglifos) en la localidad de Casa Blanca. Los resultados obtenidos muestran una tendencia de orientación hacia el sur, sin embargo la orientación parece cam-

biar verticalmente.

CONTENIDO PALEONTOLOGICO

Gran cantidad de material paleoflorístico en excelente estado de preservación ha sido obtenido de la subfacies C₄ depositada en sectores costeros del antiguo lago (Limarino et al, 1984; Gutierrez et al, 1985).

En la megafiora obtenida se han reconocido los siguientes ejemplares: Bumbudendron versiforme, Bumbudendron sp cf nitidum, Cordaites riojanus y Cordaicarpus sp. formas estas acompañadas por restos palinológicos (especialmente esporas apiculadas) (ver lam. 1 fig 3 y 4). Se remite al lector interesado al trabajo de Limarino et al (1984), deseándose aquí solo destacar la presencia de Bumbudendron versiforme una nueva especie de licofita (ver Gutierrez et al ,1985).

INTERPRETACION

Es propuesto un modelo de sedimentación lacustre para las rocas aquí analizadas, en el que es incluida la totalidad de las subfacies definidas.

En el cuadro 5 se ha intentado una clasificación de las distintas subfacies sobre la base de dos criterios principales: mecanismo deposicional y emplazamiento del depósito en relación a la antigua línea de costa.

Se han distinguido dos grandes tipos de mecanismos deposicionales, por un lado las "facies normales" representadas por

Foto 10: turbogliros en la base de los estratos arenosos de la subracies C_2 . Perfil de Casa Blanca, Formación Agua Colorada.



Foto 11: calcos de surco, subfacies C_2 . Perfil de El Gaucho, Formación Lagares



aquellos depósitos que no han sido generados (al menos preponderantemente) por corrientes de turbidez discontinuas ("density surges" en el sentido de Pharo y Carmack, 1979). Por el otro, las "facies turbidíticas" representadas por secuencias sedimentarias cuyas características recuerdan a las turbiditas clásicas descritas por Bouma (op cit).

El emplazamiento relativo a la línea de costa, fue referido como proximal cuando el depósito fue formado en sectores periféricos del lago, generalmente por encima de la línea de base del tren de olas, y distal cuando su depositación se produjo en sectores profundos, muy poco influenciados por la acción de corrientes superficiales de oleaje.

Cuadro 5 : clasificación genética de las subfacies definidas.

<u>Mecanismo</u>		
deposicional	Facies normales	Facies turbidíticas
<u>Emplazamiento</u>		
Proximal	Subfacies C ₄	Subfacies C ₃ ----- ? -----
		----- ? -----
Distal	Subfacies C ₁	Subfacies C ₂

Es así, como la subfacies C₁ es muy probable haya sido depositada en sectores interiores de la cuenca lacustre (seguramen-

te por debajo de la base del tren de olas), donde la mayor parte del material fue sedimentado a partir de suspensión.

Las subfacies C_2 y C_3 representan depósitos originados por corrientes de turbidez lacustres, en particular la C_2 (sin duda la más abundante) representa secuencias muy semejantes a turbiditas clásicas descritas por Bouma (op cit); mientras que la C_3 es el producto de flujos densos, probablemente canalizados de emplazamiento proximal a intermedio a la línea de costa (ver cuadro 5).

Por último, la subfacies C_4 constituye la sedimentación acaecida en sectores periféricos del lago y representa una secuencia transicional a facies fluviales.

DISCUSION

Entre los principales elementos de juicio que sugieren un origen lacustre para las rocas aquí tratadas se encuentran: preponderancia de sedimentitas de grano fino (pelitas y areniscas), laminación como estructura sedimentaria principal, abundante estratificación ondulítica, desarrollo de depósitos tabulares con escasas o ausentes variaciones texturales en sentido lateral, presencia de cadilitos, identificación de ciclos elementales de Bouma y existencia de abundantes restos vegetales en buen estado de preservación. Son también elementos concurrentes que avalan la genesis propuesta la ausencia de: paleocanales, superficies erosivas notables y estructuras entrecruzadas de mediana y gran escala.

El emplazamiento profundo de las sedimentitas que integran

la subfacies C_1 es deducido de la fina granulometría de las rocas, de la completa ausencia de conglomerados y de la laminación como estructura principal; similares características han sido señaladas por Arnald (1961), Visher (1965), Houbolt y Jenker (1968) Reeves (1968), Reineck y Singh (1980) y Spalletti (1980).

En particular la falta de conglomerados es típica de depósitos lacustres profundos y aunque facies canalizadas han sido identificadas en depósitos modernos de partes centrales de lagos (ver Reineck y Singh, op cit), estos rara vez muestran una granulometría más gruesa que la arena mediana.

Las estructuras laminadas de algunos depósitos profundos han sido consideradas el resultado de la sedimentación de material en suspensión introducido a la cuenca lacustre por corrientes superficiales ("overflow") o subsuperficiales ("interflow") (ver Sturm y Matter, 1978 y Pharo y Carmack, 1979). El origen de estas corrientes ha sido investigado por Gustavson (1975) y Sturm y Matter (op cit) quienes condicionaron su formación a una mayor o igual cantidad de sedimento contenida en suspensión por el agua del lago en relación a los cursos fluviales que en él desembocan.

La frecuente presencia de cadilites (dropstones), que deforman la laminación produciendo una clara simetría bilateral (estructura de impacto en el sentido de Crewell, 1978), es indicadora de dos procesos de sedimentación independientes pero sobreimpuestos: sedimentación de material en suspensión-caída de clastos transportados por balsaje (ver Lopez Gamundi, 1983). En particular el balsaje de los clastos ha sido producido con gran probabi-

Cuadro 6 : principales características de las "raíces normales" y "turbidíticas" descritas en este trabajo.

N o r m a l e s	T u r b i d í t i c a s
-Pelitas y areniscas principalmente, algunas margas.	-Idem, pero incluyendo algunas diamictitas.
-Laminación como estructura más importante, es rara la convelución.	-Numerosas lineaciones subestra- tales, laminacion ondulitica y microgradación.
-Falta una ciclicidad definida debido a la monotonía litológica.	-Ciclos elementales semejantes al descrito por Bouma (op cit) pa- ra turbiditas clásicas.
-Poco frecuentes cambios lito- lógicos en sentido vertical.	-Frecuentes cambios litológicos en sentido vertical.
-Presencia de cadilites.	-Ocasionales cadilites.
-Algunos restos de plantas.	-Abundantes restos de plantas.
-Estratos delgados.	-Estratos medianos y delgados.
-Abundante bioturbación tipo epichnia.	-Abundante bioturbación tipe epichnia.

lidad por la existencia de masas de hielo, ya que un origen biogénico es descartado por la falta de conexión espacial entre restos vegetales y cadilites.

Es importante aclarar que la designación de cadilite es aquí reservada exclusivamente para guijas y guijarros transperforados por balsaje, y que por lo tanto definen la laminación y muestran simetría bilateral. Se excluye de este grupo, a aquellos clastos "fuera de tamaño" ("out side clast") que no definen laminación alguna y presentan un diámetro semejante al espesor del estrato que los contiene. Este último tipo está frecuentemente asociado a las turbiditas aquí descritas (subfacies C_2 y C_3), y probablemente no deba su formación a balsaje de material, sino al desarrollo de corrientes densas y turbulentas que pudieran transportar clastos de grandes tamaños.

Las rocas incluidas en la subfacies C_2 llaman la atención por su origen turbidítico, especialmente sugerido por el tipo de ordenamiento vertical de litologías y estructuras, semejante al descrito por Beuma (op cit) para turbiditas clásicas. La deposición acaecida en condiciones de alto régimen de flujo se encuentra representada por la mayor parte del término Ta , formado por corrientes altamente turbulentas capaces de producir las lineaciones subestratales descritas. Paralelamente una gradual disminución en la competencia de la corriente es atestiguada por la microgradación positiva.

La delgada cubierta arenosa que conforma el término Te fue formada en fase de óndula de bajo régimen de flujo (o moderado según Allen, 1970) y corresponde al término superior de la secuen-

cia arenosa.

Las sedimentitas finas que conforman el término Td, pueden ser el producto de la depositación de corrientes tractivas muy poco competentes o quizas, con mayor probabilidad, reflejan la sedimentación de material en suspensión acaecida entre distintos eventos turbidíticos.

La subfacies C₃ formada principalmente por diamictitas finas macizas, es la menos frecuente de las aquí definidas y es probable que represente a depósitos de canales alimentaderos emplazados en zonas próximas a la antigua línea de costa. Estos canales (posiblemente no muy continuos) transportaron en forma más o menos encausada los flujos de elevada densidad que al esparcirse en el fondo del lago formaron la subfacies C₂.

En cuanto a la C₄, su gruesa granulometría hace suponer su ubicación en sectores periféricos del lago. En particular, la alta concentración de restos vegetales (en especial tallos), puede ser considerada como evidencia complementaria de proximidad a la costa, pues tal como lo señalaron Picard y High (1981) reflejaría la presencia de vegetación que poblaba las margenes.

El tipo de ciclicidad que muestra esta subfacies no es frecuente en depósitos lacustres aunque Allen (1959) ha citado repeticiones similares. Su interpretación plantea al menos dos posibilidades: 1) sucesivos ciclos transgresivos-regresivos indicadores de una marcada inestabilidad en la posición de la línea de costa o 2) variaciones extremas en la granulometría del material introducido al lago por los cursos fluviales.

OTROS DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN LA CUENCA PAGANZO

Depósitos lacustres, muchos de ellos de origen turbidítico, se encuentran ampliamente distribuidos en unidades carbónicas de la Cuenca Paganzo. La mayoría de ellos ocupan una similar posición estratigráfica pues se hallan en las partes basales o medias de las formaciones correlacionables con la sección inferior del Grupo Paganzo.

A modo de ejemplo, pueden citarse, entre otros, los depósitos lacustres reconocidos por Azcuy y Merelli (1970) en la zona de Paganzo (Formación Lagares); los descritos por Guerra y Furque (1981, 1983) en unidades carbónicas de la Precordillera de San Juan; los estudiados por Andreis y Bessi (1981) en la Formación Malanzan y los nombrados por Ortiz y Zambrano (1981) en la Precordillera oriental.

A todos estos ejemplos deben agregarse las secuencias lacustres observadas por el presente autor en la parte inferior de la Formación Panacán, las potentes turbiditas de la Formación Guandacel y los depósitos lacustres descritos en la base de la Formación Tupe por Bessi y Andreis (1984).

VII d. FACIES DE ARENISCAS GUIJARROSAS Y DIAMICTITAS

(FACIES D)

Esta facies aflora exclusivamente en la Sierra de Famatina e incluye a un grupo de rocas caracterizado por su heterogeneidad granulométrica.

En la localidad de Casa Blanca se encuentran bien representadas las areniscas guijarrosas, las que alcanzan un espesor de 50 metros. Estas rocas a primera vista pueden parecer semejantes a los conglomerados incluidos en la facies B, pero se diferencian claramente de ellos por presentar una muy baja relación clastos/matriz y aspecto caótico. Este tipo de psamitas fue observado también entre los portezuelos Blanco y de Los Berres, cerca del kilómetro 8,5 del camino que partiendo de Los Cerrales llega a Mina La Mexicana.

Las diamictitas presentan una distribución areal muy restringida, aunque excelentes afloramientos de estas rocas fueron observados en la Quebrada de Las Gredas-El Puma¹ donde alcanza un espesor superior a los 30 metros. Ya Turner (1960) había llamado la atención sobre la presencia de estas sedimentitas, a las que calificó de "tillitas". Desgraciadamente en trabajos posteriores referentes a la misma área (ver Turner, 1971) este investigador omitió toda referencia a las "tillitas", probablemente inhibido por la connotación genética del término.

Algunos delgados niveles de diamictitas finas fueron también observados 500 metros al NNE del puesto de Casa Blanca, aun-

1: En esta localidad también fueron observadas areniscas guijarrosas.

que en este caso es probable que las diamictitas correspondan a las identificadas en la facies C. Por último, son destacables escasos afloramientos de conglomerados caóticos, que forman paredes verticales en el viejo camino que de Mina Talampaya se di-

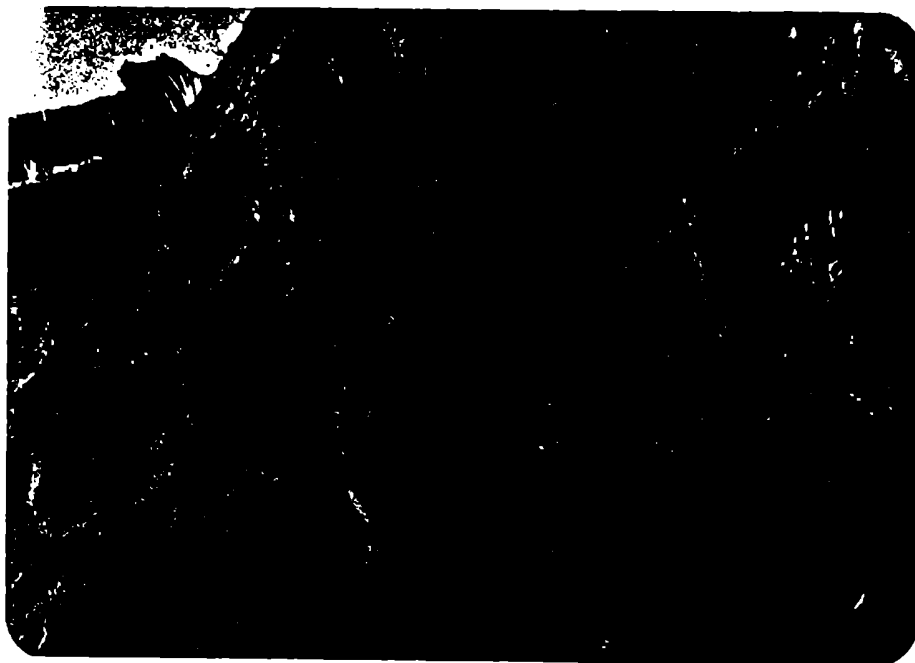


Foto 12 : diamictita de la Quebrada de Las Gredas-El Puma. Formación Agua Calerada.

rija a Aicuña algo al norte del puesto de El Gaucho. Allí aflora un conglomerado del tipo matriz sestón con clastos de hasta 3 metros de diámetro máximo, inmersos en matriz de arena fina y muy fina.

Existe estrecha relación espacial entre estas recas y las que conforman la facies C, las que por lo general aparecen asociadas y en ocasiones gradúan lateralmente. En otros casos fue observado también el pasaje a conglomerados de la facies B, el que

resulta por lo general transicional por aumento en el número de clastos y en la granulometría de la matriz.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Tres tipos litológicos conforman esta facies sedimentaria areniscas guijarresas, diamictitas y areniscas desde finas a medianas. Las primeras son sin duda las más importantes, de color gris blanquecino y tamaño de grano mediano, presentan clastos en proporción muy variable ocupando desde un 10% hasta un 40% del total de la roca. El diámetro medio de la grava cambia según los perfiles pero puede considerarse en la mayoría de los casos comprendido entre 4 y 10 centímetros con valores máximos de hasta 15 centímetros. Los clastos por lo general son de cuarzo, pero también han sido observados fragmentos de rocas graníticas, metamórficas de bajo grado y de algunas sedimentarias de grano fino. Es destacable, en muchos casos, la falta de estratificación definida y en otros la presencia de estratos lenticulares. El pasaje entre las distintas unidades sedimentarias es a menudo difícil de apreciar y su correcta identificación es sólo posible (en la mayoría de las veces) gracias al desarrollo de superficies de meteorización, evidenciadas por muy delgados niveles (de unos pocos milímetros) teñidos por óxidos de hierro.

La gran mayoría de las capas son macizas, solo ocasionalmente ha sido observada la presencia de estratificación plana (o entrecruzada de muy bajo ángulo), de algunos lentes de gravas y de concreciones esferoidales arenosas.

Las diamictitas son sin duda las rocas más interesantes de esta facies, presentan color gris blanquecino, gris amarillento o gris verdoso y un aspecto totalmente desorganizado. Aquí el término diamictita es utilizado para describir rocas de muy contrastante tamaño de grano, cuya moda principal y secundaria se encuentra separada en muchos casos por más de 6 unidades ϕ .

Se trata de conglomerados del tipo matriz-sostén, en donde el material aglutinante es arena muy fina y limo; los clastos van desde bien redondeados a angulosos, son de tamaño variable y en casos excepcionales pueden alcanzar 65 cm, pero por lo general tienen diámetros comprendidos entre 10 y 30 centímetros. Litológicamente los fragmentos son similares a los incluidos en las areniscas guijarrosas antes descriptas.

Desde el punto de vista de su ordenamiento interno, estas rocas son totalmente macizas y la delimitación de estratos es en la mayoría de los casos imposible. Algunos clastos facetados y otros estriados han sido observados, aunque no son frecuentes (ver foto 14).

Las areniscas medianas y finas son escasas, de composición arcósica pueden tener un elevado porcentaje de minerales micaceos. En muchos casos muestran estratificación ondulítica (ligeramente desfasada o más raramente en fase), ondulitas, estratificación plana y algunas estructuras deformacionales.

Las tres litologías descriptas pasan unas a otras de acuerdo al aumento o disminución en el número y tamaño de las gravas.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

La falta de estructuras direccionales en las rocas aquí analizadas ha hecho imposible la realización de estudios de paleocorrientes. En lo referente a la ciclicidad de la facies se observa una disposición totalmente aleatoria de litologías.

INTERPRETACION

Esta facies sedimentaria es la que ofrece mayores dificultades para su interpretación de las que componen las formaciones de edad carbónica analizadas.

Ello es debido a que en la misma son incluidos varios tipos de rocas que aunque se encuentran indudablemente relacionadas litológica y espacialmente, es probable sean el resultado de más de un proceso sedimentario o al menos reflejen complejos y variados episodios de erosión y sedimentación.

La presencia de depósitos ácueos, más precisamente fluviales, es indudable en las areniscas guijarrosas y en parte de las areniscas medianas y finas; su formación ha sido producida por cur-sos torrenciales, muy probablemente entrelazados, que formaron amplias planicies arenosas. Sin embargo, al menos parte de las areniscas medianas muestran características similares a aquéllas incluidas en la subfacies C_3 de origen lacustre proximal y su separación de estas sedimentitas es un tanto arbitraria.

Pero sin duda las rocas más problemáticas son las diamictitas. Estas presentan clastos a menudo bien redondeados, aunque

fueron también observados algunos de formas groseramente pentagonales. Por otro lado el depósito analizado resulta caótico y existe una carencia casi total de estratificación. A lo dicho debe agregarse la existencia de clastos facetados y estriados (ver foto 14) y obviamente la baja selección granulométrica.



Foto 13 : detalle de las diamictitas de la Quebrada de Las Gredas-El Puma, Formación Agua Colorada.

Todas las características apuntadas sugieren, en opinión del autor, la posibilidad de que estas diamictitas hayan sido formadas por la acción directa del hielo. En este caso el depósito correspondería a secuencias "no estratificadas" de origen glacial y se confirmarían de esta manera las ideas de Turner (op cit).

DISCUSION

Como ya señalara Spalletti (1980) la mención de depósitos glaciales ha sido común en la literatura geológica argentina, toda vez que diamictitas fueron identificadas. Sin embargo, en los últimos años la reinterpretación de algunos de estos depósitos como producidos por la acción de corrientes de turbidez (Frakes et al, 1969; Amos y Lopez Gamundi, 1978 y Lopez Gamundi y Limarino, 1985, entre otros) ha llamado la atención sobre "la peligrosa generalización" de interpretar a toda diamictita como depositada por el hielo (Spalletti, op cit).

Lo dicho hace que se sea aún más precavido en la interpretación de estas diamictitas. Especialmente si se tiene en cuenta la falta de experiencia del autor en el análisis de secuencias de origen glaciéno.

Desde un punto de vista totalmente objetivo, los afloramientos de la Quebrada de Las Gredas-El Puma llaman indudablemente la atención por su heterogeneidad granulométrica. Ya Turner (1960) así lo reconoció cuando en un mapeo de índole regional, de parte de las sierras de Velazco y Famatina, advirtió sobre estos sedimentos mapeandolos como "tillitas". No obstante, años más tarde al referirse a ellos los describió como conglomerados, sin duda con el objeto de no utilizar una denominación con significado genético.

La matriz de estas rocas a menudo es de naturaleza arenosa muy fina, y no pelítica, rasgo éste que las aparta un tanto de las típicas diamictitas de origen glacial. Sin embargo, como ya han

señalado Reineck y Singh (1980) en muchos casos depósitos modernos de tills son retrabajados por el agua fundida del glaciar, produciendo la remoción del limo y la arcilla y llevando al enriquecimiento de la fracción arenosa.

Por otro lado la presencia de clastos facetados y estriados es un importante elemento de juicio a favor de la génesis propuesta. Podría argumentarse que este tipo de clasto es escaso en la secuencia analizada, pero ya Wentworth (1936) ha mostrado que estas marcas a menudo no son abundantes ni fáciles de reconocer aún en depósitos glaciales actuales.

Otro aspecto interesante es la carencia de estratificación definida, característica frecuente en depósitos de origen glacial y poco común en fluviales. Es destacable además la forma redondeada de buena parte de los clastos, la que sin embargo podría resultar heredada de ciclos sedimentarios anteriores.

Otros caracteres significativos son: la ausencia completa de clastos intraformacionales y el aspecto fresco de la mayoría de los clastos de granito. La abundante proporción de clastos rotos que muestran estos conglomerados no debe ser de ninguna manera utilizada en favor de una génesis glacial (indicando una alta energía del agente de transporte), pues ellos han sido con toda probabilidad deformados por la falla de rumbo aproximadamente meridiano que limita al este la Quebrada de Las Gredas-El Puma.

En síntesis, el análisis de las características propias del depósito admite al menos la posibilidad de que estas rocas reflejen en forma directa (verdaderos tills) o indirecta (materialretransportado por acción fluvial) la sedimentación glacial. Además, un elemento de juicio de importancia capital es la ase-

ciación de las diamictitas con depósitos lacustres (facies C) máxime si es tomada en cuenta la presencia de cadilitos en estos últimos.

En lo que respecta a las areniscas guijarrosas y psamitas medianas y finas, entre los principales argumentos que llevan a proponer un diseño entrelazado para los canales fluviales que

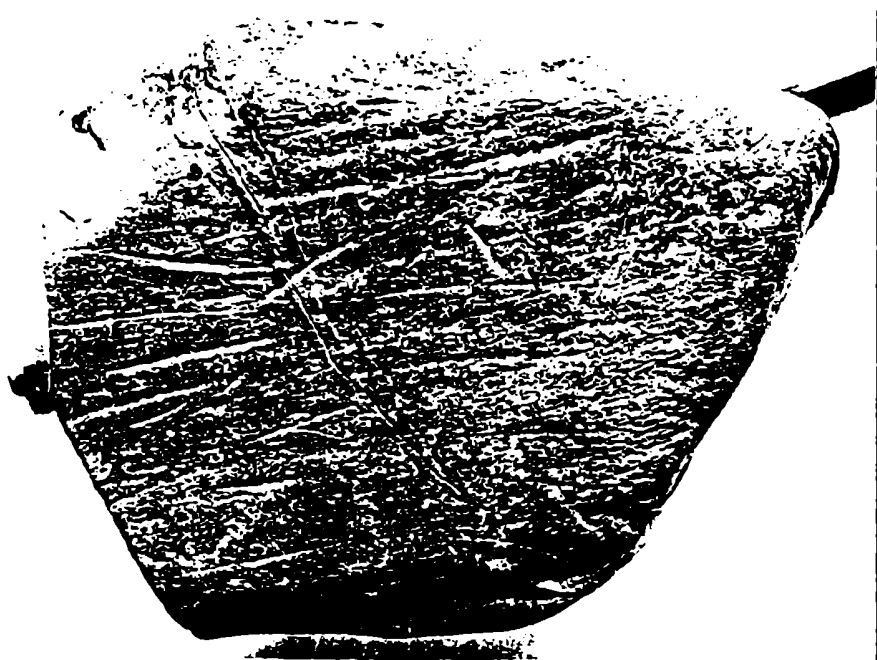


Foto 14 clasto: facetado y estriado de las diamictitas de la Quebrada de Las Gredas-El Puma.

formaron estas rocas se encuentran: la granulometría gruesa del depósito, la lenticularidad de los estratos, la presencia de algunas superficies erosivas y la falta de pelitas.

Las rápidas variaciones texturales no sólo en sentido ver-

tical sino también lateral son una característica sobresaliente de los depósitos de ríos entrelazados (Williams y Rust, 1969; Steel, 1974; Spalletti, 1979; 1980) y deben ser interpretadas como el resultado de las variables condiciones de flujo entre los distintos subambientes (canales de distintos ordenes, barras transversales, longitudinales etc) unida a la falta de migración lateral de los canales.

Las escasas estructuras sedimentarias identificadas han sido citadas en cursos entrelazados, en particular la presencia de estratificación plana sugiere un emplazamiento proximal a las áreas de aporte del depósito, en barras longitudinales de ríos de baja sinuosidad.

Un rasgo adicional que avala la interpretación propuesta es la ausencia casi completa de niveles pelíticos que representen facies de planicie de inundación o parte superior de barras o islas; este tipo de depósito es particularmente escaso en el registro geológico de cursos entrelazados proximales.

Los lentes de conglomerados de aspecto caótico identificados en esta facies se interpretan como depósitos residuales de canal, generados por abandono o rápida colmatación del curso.

En cuanto a las condiciones hidrodinámicas de las corrientes generadoras de estos depósitos, los tipos de estructuras sedimentarias observados permiten obtener algunas conclusiones. La estratificación plana formada por arenas gruesas, asociada a clastos desperdigados y a niveles lenticulares conglomerádicos, corresponde con mayor probabilidad al producto de la depositación de material arenoso en fase de lecho plano de alto régimen de flujo (estratificación plana horizontal, en el sentido de Harms y Fah-

nestock, 1965 y Simons y Richardson, 1966) donde pequeñas oscilaciones en el régimen de la corriente habrían generado las diferencias texturales observadas entre las distintas capitas.

Por el contrario, son inciertas las condiciones de sedimentación de un número mucho menor de capas de areniscas finas y medianas que se presentan asociadas verticalmente a estratificación ondulítica; en este caso las condiciones hidrodinámicas podrían ser análogas a las descritas en los párrafos anteriores o bien ser semejantes a las señaladas por Smith (1971) quien llamó "pseudo planar stratification" a un tipo especial de estratificación plana, generada en cursos fluviales de baja profundidad, en condiciones de régimen de flujo intermedio a partir de extensas ondas de arena de baja amplitud.

En lo que hace a la estratificación ondulítica su formación requiere la presencia de una elevada tasa de sedimentación que permita el crecimiento vertical de la estratificación formada y su rápido sepultamiento (Walker, 1963; Reineck y Singh, 1980). Las formas descritas en este trabajo corresponden al tipo "ripple laminae in drift" (Mc Kee, 1965) y más específicamente pueden ser incluidas en el tipo 1 de Joppling y Walker (1968) en las que se han preservado tanto las capas de sotavento como las de barlovento, aunque con algún desfase en sentido vertical de las crestas. Esta estructura pone de manifiesto una moderada relación material en suspensión/carga del lecho y ha sido identificada más frecuentemente en áreas de canales secundarios o en la parte superior (y eventualmente media) de las barras del canal.

Por último se desea insistir en que la mayoría de los ban-

cos presentan un aspecto desorganizado con una burda o ausente estratificación, producto probablemente del carácter torrencial de las corrientes.

En resumen, se considera que las corrientes fluviales que formaron esta unidad fueron en gran parte vigorosas y turbulentas con depositación de material en condiciones de alto régimen de flujo. Por otro lado la cantidad de sedimento transportado debió haber sido alta con un elevado porcentaje de partículas transportadas como carga del lecho, aunque el tipo de estratificación ondulítica señala también la presencia de material en suspensión.

VII e. FACIES DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELITAS (FACIES E)

En esta facies sedimentaria son incluidas rocas de muy diferente granulometría (desde conglomerados medianos hasta arcilitas), que muestran como rasgo característico el desarrollo de ciclotemas granodecrecientes que a menudo rematan con bancos de pelitas carbonosas o carbón.

Reconocida en varios afloramientos del área analizada, presenta su mayor espesor en el perfil de Mina Margarita-Mina Las Mellizas (78 m) y en Los Colorados de Patquía (80 m). Se trata en ambos casos de secuencias formadas principalmente por sabulitas, areniscas y pelitas en la que es escasa la participación de conglomerados.

Por el contrario, en el área de la Sierra de Famatina y en particular en los perfiles de Casa Blanca y El Vallecito (unos 45 m de potencia), las pelitas son mucho más abundantes conformando hasta en 45% de la facies.

Son también destacables los afloramientos de la región de Bum Bum y de los puestos La Pampa y Primera Agua. Donde, sin embargo, los espesores son mucho más reducidos.

El color predominante de la facies es el gris, variando sus tonos de acuerdo a la granulometría predominante, siendo gris oscuro cuando abundan las pelitas y gris claro cuando lo hacen las sabulitas y conglomerados.

Resulta interesante señalar que estas rocas han presentado algún interés desde el punto de vista económico, ya que los niveles de carbón de Casa Blanca han sido explotados (artesanalmente) a mediados de siglo. Por otro lado, las arcilitas carbonosas aflo-

rantes en el perfil de Mina Margarita-Mina Las Mellizas, son en la actualidad intensamente explotados para la obtención de caolinita en el área de Amaná (además de las minas citadas, La Coca, La Alba y La Banderita).

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Las psefitas son las rocas más importantes en el perfil de Casa Blanca, se presentan en menor proporción en El Vallecito y son escasas en la Sierra de Sañogasta. Se trata por lo general de ortoconglomerados polimícticos (medianos y finos) del tipo clasto-sósten, su color es variable desde el gris claro al rosado, dependiendo en gran medida de la proporción de rodados graníticos. Los clastos se encuentran en la mayoría de los casos bien redondeados, predominando especialmente los de cuarzo acompañados por variables proporciones de rocas graníticas, metamórficas y feldespato según los perfiles. Los estratos son de formas tabulares, gruesos y muy gruesos, con base ligeramente erosiva. Desde el punto de vista de su ordenamiento interno, los estratos exhiben gradación positiva e imbricación de clastos, la estratificación entrecruzada planar es pobremente definida y puede ser observada en algunos conglomerados finos. Por último, es destacable la presencia de algunos niveles psefíticos de carácter lenticular formando paleocanales de base fuertemente erosiva.

Las sabulitas y areniscas gruesas y medianas son rocas muy abundantes en la Sierra de Sañogasta llegando a ocupar hasta el 63% de la facies en el perfil de Mina Margarita-Mina Las Mellizas;

son rocas de colores claros (blanco, pardo claro, gris claro) que presentan clastos cuyo diámetro máximo puede llegar a los 6 milímetros. Petrograficamente, como la mayor parte de las areniscas carbónicas, son arenitas feldespáticas, con matriz caolinítica y cemento escaso. Los minerales micáceos son raros y por lo general se presentan en una proporción inferior al 5%, salvo en algunas areniscas medianas, muy micáceas de color verde.

Por lo menos el 50% de los bancos de sabulitas y areniscas gruesas muestran algún tipo de ordenamiento interno, siendo las estructuras más frecuentes la estratificación entrecruzada y la plana.

La estratificación entrecruzada es por lo general tabular planar, más raramente tangencial; se presenta en "sets" solitarios de mediana y gran escala, con ángulo moderado de inclinación de las capas frontales. La estratificación entrecruzada del tipo artesa, es rara; con todo puede encontrarse en areniscas medianas, conformando paquetes entrecruzados ("cosets") de mediana escala.

La estratificación plana es más común en las sabulitas, se encuentra pobremente definida y es impersistente lateralmente, por lo general cada capa no supera los 0,8mm de espesor.

Las areniscas finas son de color gris verdoso a menudo carbonosas, de composición arcósica y a veces pueden presentar elevado porcentaje de minerales micáceos. Se disponen en estratos tabulares, medianos y delgados, de base plana. La laminación es la estructura principal, la que en algunos casos se encuentra totalmente deformada, conformando pliegues convolutos de reducida longitud de onda y diseño irregular. Otra estructura común en

el interior de las capas arenosas (especialmente en el perfil de Casa Blanca) es la estratificación entrecruzada ondulítica, la que en general presenta un moderado desfase de sus crestas (ripple laminae in drift, tipo 1, en el sentido de Jopling y Walker, 1968). En ocasiones la introducción de material limoso ha producido el desarrollo de estratificación ondulosa.

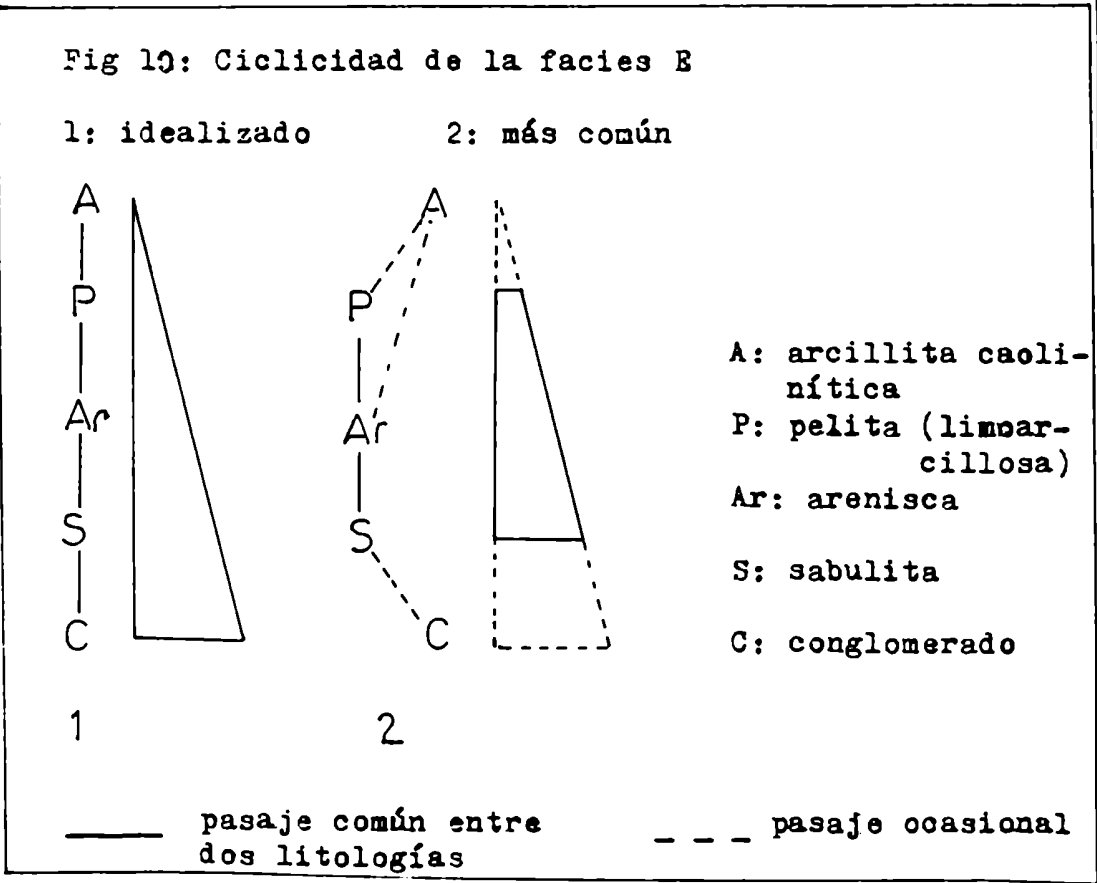
Entre las pelitas son frecuentes las arcilitas, formadas por minerales del grupo del caolín y a menudo muy carbonosas. Los niveles paleoedáficos son muy comunes en estas rocas, presentan un espesor variable, por lo general inferior a los 25cm, son texturalmente limosos (hasta arcillosos) y en su interior son frecuentes los pedotúbulos rellenos parcialmente por material arcilloso (a veces ferruginoso). Las capas de carbón se encuentran únicamente representadas en la Sierra de Pamatina, más específicamente en el perfil de Casa Blanca; aunque algunas manifestaciones carbonosas, muy delgadas y discontinuas, pueden ser también observadas en varias localidades del área estudiada (próxima a Los Ranchos, Carbónico próximo al pueblo de Miranda, etc.).

El carbón de Casa Blanca muestra espesores superiores a los 10cm pudiendo alcanzar hasta algo más de medio metro de potencia. Se trata de un carbón pulvurulento de deficiente calidad en el que todavía pueden observarse restos de tejidos y cutículas de plantas. Si bien tienden a conformar estratos tabulares, es también frecuente la presencia de capas irregulares o lenticulares que pasan lateralmente a areniscas finas y pelitas carbonosas. Otro rasgo destacable es la presencia de delgadas intercalaciones silicoclásticas dentro del carbón, algunas de las cuales muestran evidencias de bioturbación vegetal (paleosuelos) y

abundante arcilla (caolinita).

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

Justamente una de las características sobresalientes de esta facies es la presencia de ciclotemas granodecrecientes de hasta 4m de espesor (aunque en general varían entre 1,5 y 3m), por lo general bien definidos. Cada uno de ellos comienza con una base erosiva sobre la que se disponen capas tabulares (a veces lenticulares) de conglomerados (Sierra de Famatina) o sabulitas (Sierra de Sañogasta).



Cubren a los niveles más gruesos areniscas desde gruesas a finas sobre las que yacen bancos de limolitas carbonosas y carbón.

Es interesante señalar que con regular asiduidad rematan la secuencia capas de areniscas finas, produciéndose de esta manera un leve incremento en la granulometría hacia los términos superiores de cada ciclo. El tipo de ciclicidad descripto no es sin embargo el único presente en la facies, ya que también se observa el desarrollo de cuerpos lenticulares, conformados por alternancia de bancos delgados y medianos de areniscas finas y medianas que suelen pasar lateralmente a los términos finos de los ciclotemas descriptos en primer término.

Estudios de paleocorrientes han sido realizados únicamente en el perfil de Casa Blanca, los resultados obtenidos son mostrados en la fig. 11. Las mediciones fueron efectuadas sobre tres tipos de estructuras sedimentarias: 1) imbricación de clastos, 2) estratificación entrecruzada de mediana y gran escala y 3) ejes de paleocanales. En el primer caso fue determinada la orientación de no menos de 40 clastos pertenecientes a tres niveles estratigráficos diferentes, los resultados obtenidos muestran una dispersión moderada a alta con una tendencia de los valores a concentrarse en los cuadrantes NE y NO. Similar orientación exhiben los ejes de paleocanales, mientras que la estratificación entrecruzada tiende a concentrarse en el cuadrante SO. Teniendo en cuenta lo señalado se sugiere que los cursos fluviales que generaron esta facies en la localidad de Casa Blanca corrían hacia el N (NE y/o NO); se interpreta además que la orientación SO que muestra la estratificación entrecruzada puede de-

berse a su formación como cepositos de barra en espolón, los que como es sabido muestran capas frontales transversales a los canales.

Figura 11: paleocorrientes de la facies E en el perfil de Casa Blanca.

Tipo de estructura	número mediciones	orientación vec. resul.	cuadrante
Imbricación de clastos	142	98°	NO
Estratificación entrecruzada	35	268°	O
Ejes de paleocanales	7	342°	NO

CONTENIDO PALEONTOLOGICO

Se ha obtenido abundante material mega y microflorístico de los estratos de carbón y pelitas incluidos en esta facies.

En el área de Casa Blanca, por ejemplo, han sido identificados restos de Nothoracopteris argentinica, Bumbudendron sp., y restos de semillas (ver Limarino et al, 1984).

En el paraje de El Vallecito y en el puesto La Pampa fueron identificados abundantes restos de Nothoracopteris argentinica muy fragmentados.

Morelli et al (1984) se han ocupado del material micro y megaflorístico hallado en esta facies en las minas Las Mellizas y La Margarita identificándose los siguientes ejemplares; megaflo-
ra: Nothoracopteris argentinica, Botrychiopsis weissiana, Asterophyllites sp y Bumbudendron sp entre otros. La microflo-
ra esta representada principalmente por: Convolutispora candio-
tensis, Foveosporites hortonensis, Lundbladispora braziliensis
y Punctatisporites gretensis.

INTERPRETACION

El análisis de las secuencias fluviales antiguas no siempre permite una clara diferenciación entre los depósitos generados por cursos meandriformes y anastomosados; especialmente si el subambiente de islas estables típico de estos últimos es extendido a-
realmente e incluye abundante material fino. Es más, de hecho existe una gradación continua entre los dos tipos y todos los térmi-
nos intermedios pueden ser reconocidos.

Valga esta aclaración para las sedimentitas que componen la facies 3, las que si bien presentan características propias de los cursos meandriformes (tabularidad de bancos, desarrollo de ciclotemas granodecrecientes etc), muestran también un desmedido crecimiento de la facies de canal en relación a las de planicie de inundación y el desarrollo de algunas secuencias multicanal. (frecuentes en cursos anastomosados).

Se plantea pues cierta incertidumbre sobre las verdaderas características morfológicas de los ríos que formaron esta facies, los que muy probablemente poseían una moderada a alta sinuosidad presentando como rasgo distintivo dilatadas planicies de inundación donde se acumuló abundante material fino junto a restos vegetales. No obstante, debe recalcar que estos depósitos de planicie aparecen en proporción muy subordinada cuando se los compara a las secuencias generadas en áreas de canal.

Por otra lado la existencia de una litofacies pelítica muy carbonosa (con desarrollo en algunos casos de verdaderos carbones), es una característica propia de las rocas aquí analizadas, que las diferencia claramente del resto de las facies fluviales identificadas en la secuencia carbónica.

Las distintas litofacies observadas dentro de esta unidad, se adjudican a la sedimentación de material en los subambientes usualmente reconocidos en secuencias fluviales. A continuación se resume la interpretación de la que fueron objeto cada uno de los depósitos:

a) Conglomerados en bancos tabulares: carentes por lo general de estructuras sedimentarias, estas rocas son consideradas el resultado de la acción constructiva del canal y muy probablemente representen los términos inferiores de las secuencias de barras o islas.

b) Conglomerados lenticulares: son también incluidas en este grupo algunas secuencias multicanal formadas por paleocauces sobreimpuestos. Se interpreta al depósito como el resultado de la colmatación y/o abandono de canales relativamente estables y en parte como facies residuales de canal (channel lag

deposits").

c) Sabulitas, areniscas gruesas y medianas con estratificación entrecruzada: caracterizada por la presencia de estratificación entrecruzada tabular del tipo epsilon o alpha de la clasificación de Allen (1963), es muy probable que estas rocas correspondan a los términos medios y quizás superiores de las secuencias de barras (barra en espolón?).

d) Alternancia de areniscas medianas y finas principalmente laminadas con estratificación ondulítica: es factible que las psamitas aquí incluidas se hayan depositado en sectores próximos al canal y su sedimentación haya acaecido en partes topográficamente elevadas de la planicie de inundación como el área de albardón. Sin embargo, al menos en parte, estas rocas también podrían representar los términos superiores de las barras.

e) Pelitas con bioturbación vegetal: se sugiere que la formación de estas rocas se produjo en sectores más o menos permanentemente emergidos de la planicie o cuenca de inundación.

f) Carbón y pelitas muy carbonosas: como la anterior representa la sedimentación que tuvo lugar en el área de cuenca de inundación. Sin embargo, en este caso es factible que el depósito haya estado total o parcialmente saturado con agua, en áreas pantanosas bajo condiciones fuertemente reductoras.

DISCUSION

La moderada a alta sinuosidad de los ríos que formaron esta facies, es especialmente sugerida por el carácter tabular de la estratificación y la presencia de sedimentitas de grano fino

(pelitas).

La primera de las características citadas es la consecuencia de la migración lateral del canal y ha sido reconocida como típica de ríos meandriformes (Spalletti, 1979; Reineck y Singh, 1980). No obstante, ríos anastomosados con islas más o menos bien desarrolladas pueden producir también depósitos pelíticos muy tabulares, al menos a nivel de afloramiento.

La existencia de ciclos granodecrecientes, como el ilustrado en la figura 10, ha sido reconocida con frecuencia en las secuencias de barra en espolón, junto con estratificación entrecruzada tipo "epsilon" formada por la migración lateral del canal (Allen, op cit). Sin embargo el entrecruzamiento tipo "alfa", caracterizado por la granulometría relativamente gruesa de las rocas que lo forman y por un ángulo de inclinación de las capas frontales superior a los 23° (Miall, 1977), suele ser en nuestro caso muy común y por lo general ha sido descrito en barras interiores de canales de distintos tipos de ríos (en particular entrelazados).

La presencia de paleocanales sobreimpuestos no es frecuente en depósitos meandriformes; aunque sí ha sido citada en anastomosados como la consecuencia de la reactivación de canales de alta estabilidad relativa. No obstante, secuencias multicanal como la descrita han sido observadas solo ocasionalmente.

La litofacies pséfitica fuertemente lenticular, con superficies erosivas y escaso desarrollo vertical, es muy probable que corresponda a depósitos residuales de canal, formados en la parte más profundas de los cursos. La mayor parte de la grava que compone estos conglomerados pudo haber sido transportada como

carga del lecho, mientras que la arena conforma la matriz "infiltrada" una vez producida la sedimentación de la fracción mayor.

Por el contrario, las psefitas tabulares quizás representen los términos inferiores de barras en espolón (o de otros tipos de barras), aunque también suelen constituir los depósitos basales de islas de cursos anastomosados.

La alternancia descripta de areniscas finas y medianas con laminación como estructura sedimentaria principal, ha sido varias veces citada en áreas de albardón (Kumar y Singh, 1978; Spalletti, 1979, 1980; Reineck y Singh, 1980; Galloway y Hobday 1983; entre muchos otros).

Su formación y crecimiento estaría vinculada a períodos de inundación; en nuestro caso la preponderancia de laminación sugiere que el crecimiento vertical del albardón se ha producido a partir de la sedimentación de material en suspensión, o transportado por corrientes tractivas poco competentes (fase de lecho plano de bajo régimen de flujo). Por otro lado, la forma lenticular de algunos de estos depósitos y su pasaje lateral a carbones y pelitas de la cuenca de inundación refuerza la génesis propuesta.

En lo que hace a las sedimentitas de grano fino (limolitas y arcilitas) es muy probable que se hayan depositado en áreas de cuenca de inundación, preferentemente por suspensión o por corrientes tractivas débiles desbordadas del curso principal en períodos de crecida. En particular la presencia de paleosuelos es indicadora de exposición subaérea más o menos prolongada de las capas portaderas. Paralelamente la abundante cantidad de materia orgánica que muestran estas rocas, lleva a sugerir condiciones fuer-

temente reductoras en el sitio de depositación y un abundante crecimiento vegetal.

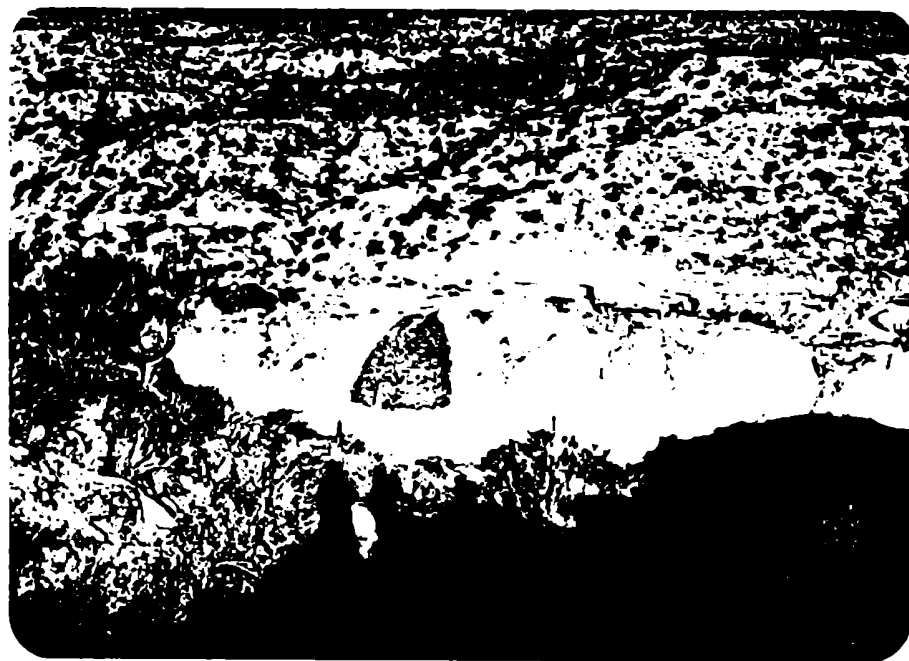


Foto 15 : niveles de arcilitas caoliníticas explotados en la Mina Las Mellizas. Región de Amaná, Formación Lagares.

Los carbones presentes en la Sierra de Famatina son excelentes indicadoras paleoclimáticas pues requieren para su formación una elevada humedad, aunque no brindan información cierta sobre paleotemperaturas. Tal como lo han señalado Galloway y Hobday (1983), si bien la mayor parte de los carbones actuales (o recientes) se formaron en regiones tropicales, Diesel (1970) ha encontrado que durante el Paleozoico superior fueron frecuentes en áreas de baja temperatura (aún polares).

En cuanto al subambiente de formación de estos carbones, es

factible correspondan a áreas pantanosas desarrolladas en la cuenca de inundación, sujetas a continua provisión de materia orgánica y a bajo aporte clástico.

Estas áreas debieron encontrarse parcial o totalmente anegadas (condiciones reductoras) debido a un elevado nivel de la freática o al estancamiento de agua producido posteriormente a períodos de inundación. Por otro lado, fue necesario en el agua de estos pantanos un bajo Ph (en general menor que 5), pues a Ph mayores que el valor señalado se produce la degradación total de la materia orgánica acumulada (Renton y Cecil, 1979).

El origen de las depresiones topográficas donde se acumula la materia orgánica ha sido motivo de opiniones diversas y probablemente responda a distintas causas según el tipo de depósito analizado. Galloway y Hobday (op. cit.) han señalado que las áreas pantanosas del pasado fueron mucho más extensas que las de hoy día, adjudicando esta diferencia a un más completo y prolongado ajuste a condiciones de equilibrio en comparación con las de inestabilidad que caracterizaron a la mayoría del Cuartario. Recientemente Naon (1980) ha demostrado que algunas planicies de inundación de ríos meandriformes se encuentran básicamente formadas por una serie de sucesivas depresiones (a veces cubiertas por agua y propicias para la acumulación de materia orgánica no degradada) separadas por estrechas áreas positivas. Esta curiosa topografía se debe a la formación de barras en espiral en la parte superior de la barra en espolón y a la posterior migración lateral de esta última. Canales abandonados y áreas deprimidas limitadas por albardones, pueden haber actuado también activamente como lugares propicios para la

acumulación de materia orgánica.

Por último, el buen a moderado grado de preservación de la megaflore obtenida de los lechos de carbón de Casa Blanca y la presencia de algunos paleosuelos asociados a estas capas (especialmente en su base y techo) llevan a señalar un carácter hipautóctono para el material vegetal que conformó estos carbones.

DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN OTRAS AREAS DE LA CUENCA PAGANZO

Depósitos afines a los aquí tratados fueron descriptos y estudiados con detalle en la Formación Tupe, especialmente en los afloramientos del faldeo oriental de los Cerros de Villa Unión. Andreis et al. (1975) incluyeron en su litofacies 1 a psamitas, pelitas y mantos de carbón, conformando estos últimos los yacimientos de Mina La Victoria y La Negra. La secuencia fue considerada de origen fluvial y más específicamente las litologías finas sedimentadas en el ambiente de cuenca de inundación.

Césari (1984) realizó estudios principalmente paleontológicos sobre estas rocas, agregando que desde el punto de vista paleoambiental ellas fueron muy posiblemente formadas por ríos de elevada sinuosidad identificando facies residuales de canal, de barra en espolón, de planicie de inundación, y de pantanos y lagunas.

Por último en un trabajo reciente Andreis y Bossi (1984) refirieron estas mismas rocas a su "facies de arcosas gruesas con estructuras entrecruzadas" a la que interpretaron como depositada en un ambiente fluvial que presentaba un desmedido crecimiento de la facies de canal en detrimento de las de planicie de

inundación.

Existen dentro de la Cuenca otros depósitos muy similares a los aquí descritos, no solo desde el punto de vista litológico sino también interpretativo. Sin embargo, muchos de ellos aún no se encuentran suficientemente bien estudiados y deben ser motivo de más minuciosos reconocimientos. Sólo a modo de comentario, son señalados algunos de ellos: parte del miembro medio de la Formación Lagares en el perfil de Paganzo (ver Azcuay y Morelli, 1970); algunas secciones de las formaciones Río Francia y La Deheza (Cuerda y Furque, 1981; 1983); y probablemente también algunos tramos de la parte inferior de la Formación Panacán, especialmente en la Cuesta de Huaco.

VII FACIES SEDIMENTARIAS DE LA SECCION SUPERIOR

VII. a. FACIES DE CONGLOMERADOS GRUESOS (FACIES K)

Estas rocas se encuentran muy poco representadas en las unidades pérmicas y sólo han sido reconocidas con seguridad conformando delgados afloramientos (9,5 metros de espesor) en los alrededores del poblado de Aicuña. Sin embargo, su presencia es interesante porque, como veremos luego, sugiere la posición de la dorsal que limitó por el sur la sedimentación acaecida durante todo el Carbónico y parte del Pérmico en la "subcuenca del Famatina"¹ (ver pagina 231).

Ya De Alba (1954) se refirió a estas psefitas cuando las describió frente al pueblo de Aicuña y en los alrededores del puesto La Cuestecita, indicando que los estratos pérmicos "comienzan con un potente conglomerado similar al del Cerro Punta Colorada, aunque los rodados, en ocasiones de tamaño mayor (más de 0,25 m de longitud) son de granito de grano fino" (De Alba, op cit: 46).

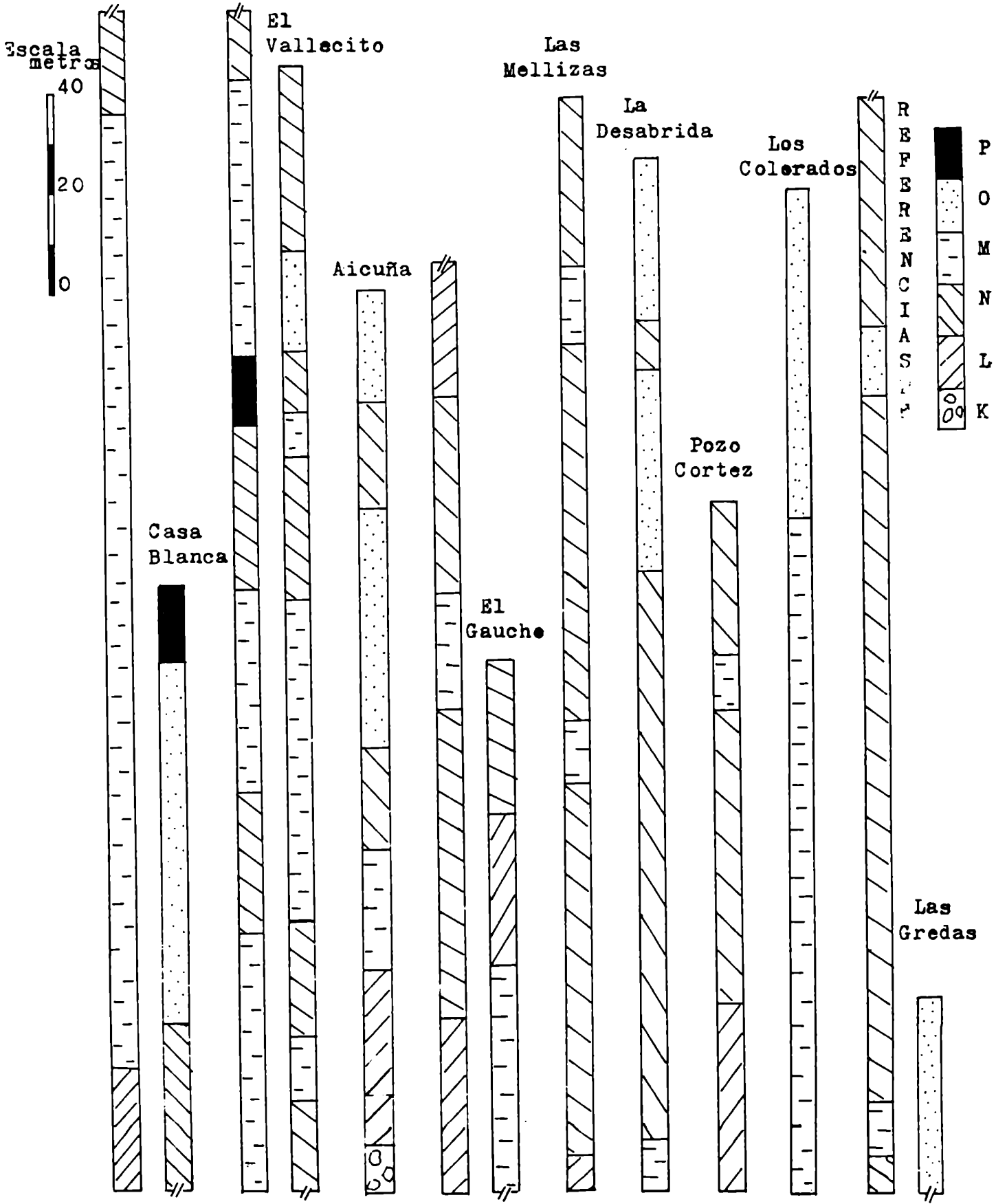
Esta unidad presenta muy poca persistencia lateral asociándose a la facies L, tanto en sentido lateral como vertical. Su coloración es roja como el resto de la secuencia pérmica, aunque de tonalidades algo más claras.

- 1: Pueden ser también incluidos en esta facies las escasas exposiciones de conglomerados muy gruesos que se encuentran al sudoeste del Cerro Potrero Alto.

	P	E	R	F	I	L	E	S	
	Pozo de Cortez	Aguada de la Desabrida	Las Gredas	Margarita las Mellizas	Los Colorados	El Gaucho	Aicuña	El Vallecito	Casa Blanca
F	—	—	—	—	—	—	—	14m	15m
A	—	72, 5m	54m	—	66m	—	70m	22m	78m
C	88, 5m	124m	192m	184m	134m	131m	42m	194m	48m
I	12m	11m	13m	29m	—	68m	24m	233m	189m
E	39m	—	—	8m	—	91m	35m	—	25m
S	—	—	—	—	—	—	9m	—	—

CUADRO 3: Distribución y espesor de las facies de la sección superior del Grupo Paganzo.

Distribución de las facies sedimentarias de las formaciones La Colina y De La Cuesta



LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Los ortoconglomerados, del tipo clasto-sostén, conforman más del 85% de la facies estando el resto compuesto por sabulitas y areniscas gruesas.



Foto 16 : aspecto de la facies K en los alrededores del pueblo de Aicuña, Formación De La Cuesta.

Los conglomerados presentan clastos de hasta 1 metro de diámetro máximo y 0,3 metros de diámetro medio, son en la inmensa mayoría de granito, predominando las formas subangulosas que le confieren un cierto aspecto brechoso a las psefitas. La matriz es arenosa gruesa y de composición arcósica.

Los estratos que conforman estas rocas son muy potentes, por lo general irregulares y macizos, con la excepción en algunos

casos de estratificación gradada. Pueden aparecer en la base de los bancos algunas superficies erosivas de escaso relieve.

Las sabulitas y areniscas gruesas se encuentran formadas por cuarzo, feldespato potásico y algo de mica (sobre todo muscovita) y pueden incluir fragmentos mayores de granito desperdigados. Los estratos son gruesos y medianos, raramente muy gruesos; su forma es irregular y lenticular; generalmente no portan estructuras sedimentarias.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

No han sido efectuadas mediciones de paleocorrientes en estas rocas. En cuanto a la ciclicidad no es evidente un ordenamiento vertical de litologías. Sin embargo es destacable la muy fuerte disminución en el diámetro medio y máximo de los clastos (de las psefitas) en sentido vertical (ver fig.12). Al mismo tiempo se produce un importante aumento en el porcentaje de areniscas gruesas y sabulitas hacia la parte cuspidal de la secuencia.

INTERPRETACION

El amplio dominio de las psefitas formadas mayoritariamente por clastos de procedencia local, el aspecto burdo de la estratificación, la presencia de algunas superficies erosivas y la falta de material pelítico; sugieren que la facies fue formada en un antiguo sistema de abanicos aluviales.

Más específicamente, estas rocas corresponden a facies de

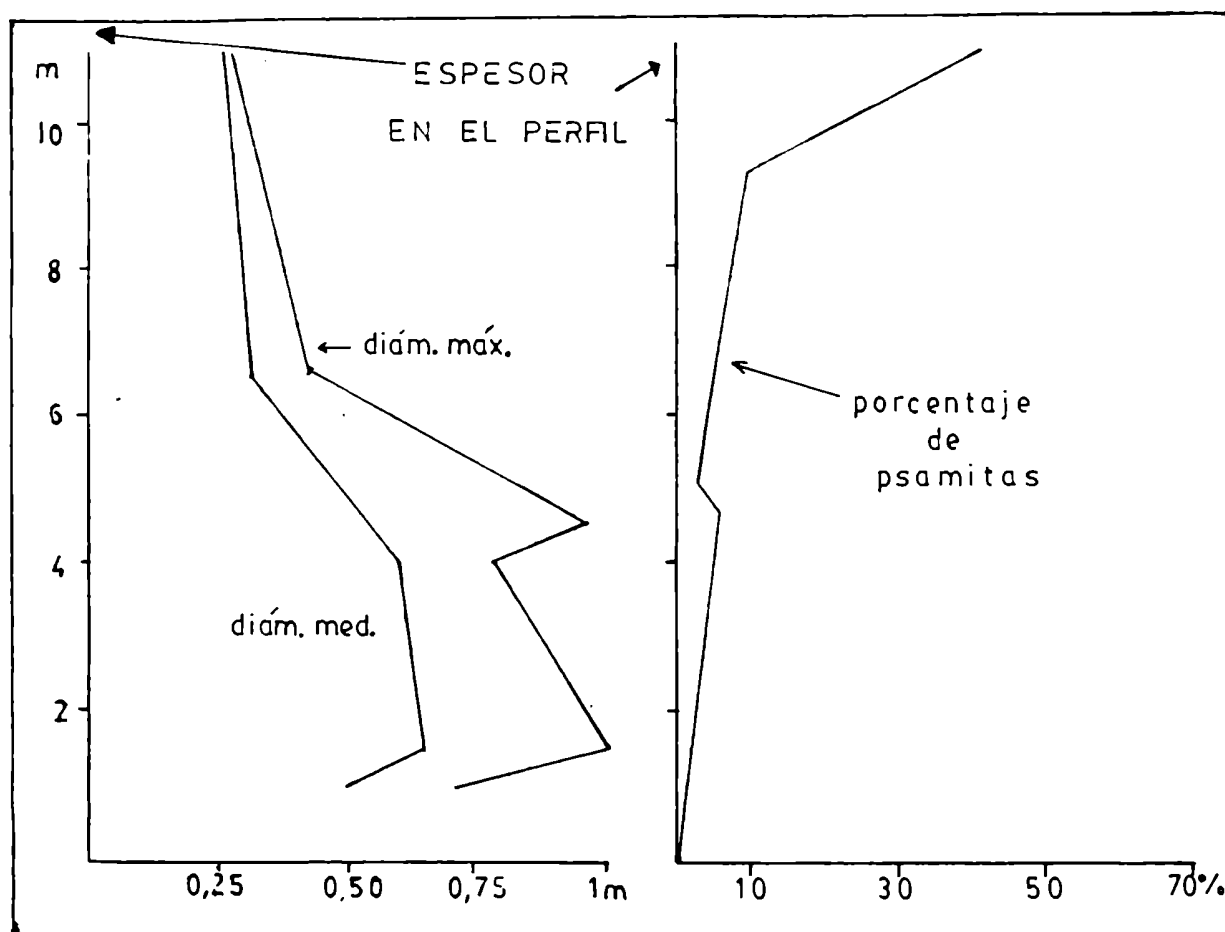


Fig.12: Variación en el diámetro máximo y medio de los clastos de los conglomerados de la facies K (izquierda). Distribución vertical del porcentaje de psamitas (derecha).

fanglomerados depositados en su mayoría por flujos no encauzados de naturaleza periódica.

DISCUSION

En oportunidad de tratar la facies A fueron discutidas las principales características de las rocas emplazadas en las áreas de abanicos aluviales, por lo que no se volverá sobre este punto. En esta sección solo se comentarán algunos aspectos de interés propios de la secuencia aquí descripta.

En primer lugar y como se discutirá más adelante, (ver pág. 233) estos fanglomerados señalan muy probablemente la posición de una antigua dorsal, que a la altura de la localidad de Aicuña separó durante el Carbónico las "subcuencas" del Famatina y El Gaucho-Agua de Adentro. La existencia de esta dorsal no solo es sugerida por los conglomerados, sino también por un progresivo adelgazamiento de la secuencia carbónica desde el puesto El Vallecito hacia el sur.

El escaso espesor de la facies y la fuerte disminución en el diámetro máximo y medio de los clastos en sentido vertical, pueden ser indicadores de condiciones tectónicamente estables en las que las áreas positivas fueron rápidamente erosionadas.

Por último, la asociación de la facies K con la L (formada muy probablemente por ríos de baja sinuosidad) debe ser tomada como un elemento más en favor de la génesis propuesta, pues es la asociación más común que muestran las facies de abanicos aluviales.

OTROS DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS DENTRO DE LA CUENCA PAGANZO

De Alba (op. cit.) durante el levantamiento de la Hoja

Geológica Villa Unión, encontró en la porción norte de la Sierra de Maz, (más precisamente en el Cerro Punta Colorada) conglomerados muy similares a los aquí estudiados aunque de potencia significativamente mayor (100m). Años más tarde sin embargo Andreis et al. (1975) incluyeron a estas rocas en la secuencia carbónica por ellos estudiada (Formación Tupe) indicando además que las mismas se formaron en "potentes y extensos conglomerados". Césari (1985) ha retomado las ideas de De Alba (op. ci.) e incluido estas pséfitas en la base de la Formación Patquía, indicando además que ellas probablemente señalan la existencia de movimientos de carácter local en el límite Carbónico-Permiano.

Ultimamente, Andreis et al. (1984) han señalado la presencia de facies de abanicos aluviales de emplazamiento proximal a distal en la parte inferior de la Formación Arroyo Totoral (Permiano inferior).

VII b. FACIES DE CONGLOMERADOS Y ARENISCAS (FACIES L)

Conglomerados medianos y finos, sabulitas y areniscas preferentemente gruesas estratificadas en bancos lenticulares conforman esta facies.

Sus principales afloramientos se encuentran en las localidades de El Gaucho (90m); Casa Blanca (25,5m.), Aicuña (35,5 m.) y Pozo de Cortez (39m.), presentándose estas rocas en la parte inferior de los perfiles citados.

La facies se encuentra asociada preferentemente con la K y M, el pasaje en ambos casos es transicional. El color es el rojo ladrillo.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Los ortoconglomerados polimícticos, medianos y finos son las rocas más importantes, conformando en promedio un 40% de la facies. Los clastos se encuentran bien redondeados, presentan formas proladas y son de cuarzo, granito y feldespato potásico principalmente. La matriz es arenosa mediana y guarda una buena correlación mineralógica con la fracción mayor.

Los bancos son medianos y gruesos, y en algunos casos muy gruesos, muestran por lo general bases erosivas. Internamente es muy común la gradación (en la mayoría de los casos positiva) y la imbricación de clastos. La estratificación entrecruzada, preferentemente tabular planar, se presenta únicamente en los conglomerados finos; muestra capas frontales cortas y sets aislados de mediana y gran escala. También han sido identificadas algunas

artesas en forma de estructuras de corte y relleno.

Las areniscas gruesas y sabulitas (35% aproximadamente), se presentan con frecuencia sobre los conglomerados, resultando frecuentemente contacto transicional. Conforman bancos desde delgados a gruesos, en cuyo interior son comunes las guijas desperdigadas y las estructuras entrecruzadas.

Las psamitas medianas y finas pueden encontrarse presentes y de hecho son frecuentes en algunos perfiles (El Gaucho); presentan características similares a las areniscas gruesas, habiéndose identificado en algunos casos estratificación ondulítica y plana.

Por último, es interesante señalar la existencia de delgados niveles de pelitas (limolitas), en general masivas, las que son frecuentes en el perfil de El Gaucho pero raramente conforman más del 5% de la facies.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

No se cuenta con mediciones de paleocorrientes en estas rocas. En lo que respecta a la ciclicidad es destacable la presencia de ciclos granodecrecientes de espesor muy variable (excepcionalmente llegan a la decenas de metros). Cada secuencia elemental está compuesta por una base erosiva sobre la que se disponen conglomerados con estratificación entrecruzada o masivos, siguen sabulitas o areniscas gruesas tanto masivas como con entrecruzamiento planar; sólo en ocasiones el ciclo es completado con areniscas medianas y finas las que pueden mostrar estratificación ondulítica.

No obstante, se desea advertir que los ciclotemas descriptos no estan presentes en toda la facies y a menudo mal definidos faltando uno o más de los términos señalados.

INTERPRETACION

La granulometría gruesa del depósito, la forma lenticular de la estratificación y los muy frecuentes cambios texturales en sentido vertical y lateral, sugieren que ríos de baja sinuosidad con paleocauces no migratorios fueron los responsables de la formación de estas rocas.

Dentro del contexto señalado, es muy probable que cursos entrelazados, emplazados en porciones relativamente alejadas al área de aporte (distales), se hallan desarrollado preferentemente. No se excluye la posibilidad que las secuencias algo más finas identificadas en el perfil de El Gaucho representen pasajes transicionales a cursos de alta sinuosidad (meandriiformes).

DISCUSION

Estos depósitos muestran características similares a las descritas en la facies B y D (interpretadas como de origen fluvial entrelazado), especialmente por la forma lenticular de la estratificación y por el amplio predominio de psefitas y psamitas. Sin embargo, el tamaño algo más reducido de grano y la presencia de algunos niveles pelíticos llevan a sugerir un emplazamiento más distal de estas rocas con respecto a las que forman las facies B y D. Los afloramientos del perfil de Aicuña

resultan particularmente interesantes, pues en ellos es posible advertir el pasaje lateral de la facies K a la L, es decir, de depósitos conglomerádicos emplazados en áreas de abanicos aluviales a aquellos que forman los sistemas fluviales de baja sinuosidad. Este tipo de asociación ha sido señalada como característica de estos depósitos fluviales por muchos investigadores.

Por otro lado, el común pasaje entre la facies L y M señala frecuentes y recurrentes cambios en la morfología de los canales, esto es de sistemas entrelazados a meandriformes. Dichas transformaciones no necesariamente implican un aumento en la pendiente regional (sugiriendo indirectamente movimientos tectónicos), pues otros factores como cambios en la descarga, en la vegetación y en la naturaleza del substrato erodado pueden causar los pasajes señalados (para ejemplos y discusiones más detallados ver Miall, 1977; Spalletti, 1979; Smith y Smith, 1980; Schumm, 1981 y Mader, 1983, entre otros).

Las exposiciones del perfil de El Gaucho probablemente representen cursos fluviales de naturaleza intermedia entre ríos entrelazados de baja sinuosidad y meandriformes de alta sinuosidad. Una continua gradación entre los dos tipos señalados ha sido indicada por Jackson (1978), Mc Gown y Garner (1970) y Gustavson (1978), aunque por el contrario Schumm (1981) consideró el pasaje como abrupto y aparentemente sin tipos intermedios.

En lo referente a los posibles subambientes de acumulación, las areniscas con estratificación entrecruzada planar similar al tipo "alpha" de Allen (1963) (especialmente si es tomada en cuenta la falta de limo-arcilla entre las capas frontales y el carácter solitario de la mayoría de los "sets"), fue-

ron incluídas por Miall (1977) en la litofacies Sp de los depósitos de ríos entrelazados. Este autor interpretó que su deposición se produjo en barras linguoides o por la migración aguas abajo de ondas de arena. Similar interpretación (barras linguoides) ha sido sugerida para los conglomerados con estratificación entrecruzada planar (Miall, 1977).

Por último, los ríos que formaron esta facies pueden ser asimilados al tipo Donjek, Miall (op. cit.) debido principalmente a la presencia de conglomerados y areniscas con estratificación entrecruzada (Gp y Sp) planar y delgados niveles pelíticos intercalados en la secuencia.

OTROS DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN LA CUENCA PAGANZO

Rocas similares a las aquí descritas fueron encontradas por Spalletti (1979) en la Formación Patcuía y referidas a la facies a (de ortoconglomerados, sabulitas y psamitas arcóscicas con estratificación entrecruzada). Este investigador interpretó a las sedimentitas como depositadas por sistemas fluviales anastomosados, del tipo proximal.

En la Formación Arroyo Totoral, Andreis et al. (1984) refirieron a los depósitos conglomerádicos, sabulíticos y arenosos, que conforman la mayor parte de la unidad, a secuencias formadas por ríos del tipo entrelazado, desde proximales hasta distales. Semejante interpretación recibió la mayor parte de la Formación La Colina en el área de la Sierra de Los Llanos (Andreis, et al. op. cit.)

VII . c. FACIES DE CONGLOMERADOS, ARENISCAS Y PELITAS (FACIES M)

De amplia distribución areal, esta facies ha sido reconocida en la gran mayoría de los perfiles analizados, mostrando espesores muy variables que oscilan entre los 200 y 20 metros.

Las mayores potencias se observaron en el puesto El Vallecito (233m), Casa Blanca (189m.) y El Gaucho (68m.), siendo también destacables las exposiciones de Pozo de Cortez, Aicuña, Aguada de la Desabrida y Las Gredás.

La facies es recurrente en casi todas las localidades y en un sentido muy general se adelgaza hacia los términos superiores de las unidades analizadas.

Es característica la presencia de ciclos granodecrecientes, los que por lo general se encuentran bien definidos y formados por conglomerados en la base y pelitas en el techo incluyendo además superficies erosivas, sabulitas y areniscas de variados tamaños de grano.

El color predominante es el rojo intenso, aunque puede también mostrar colores algo más pálidos que sólo excepcionalmente pueden llegar al rosado.

En lo referente a su asociación, estas rocas muestran clara preferencia a vincularse con las facies L y N bastante más raramente con la facies O.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Los conglomerados se hallan en proporciones variables, e

incluso pueden llegar a estar ausentes en algunos ciclos, siendo reemplazados por sabulitas. Como término medio conforman entre el 20% y 40% de la facies. Se trata de ortoconglomerados polimícticos, formados por clastos de cuarzo, granito, feldespato potásico y rocas metamórficas de bajo grado. La matriz es arenosa por lo general mediana.

Es común en la base del depósito la presencia de numerosos clastos intraformacionales, que pueden llegar a constituir verdaderos niveles de conglomerados intraformacionales. Son abundantes las intercalaciones sabulíticas lenticulares.

En la fig. 13 utilizando el gráfico de Zingg, se muestra la forma de 250 clastos, obtenidos en la localidad de Pozo de Cortez (A) y Aguada de la Desabrida (B). La proporción de clastos de distinta composición es la siguiente: cuarzo 52%, granito 20%, feldespato 9%, metamorfitas 7% e intraformacionales 2%; en la localidad de Pozo de Cortez. Mientras que en Aguada de la Desabrida la proporción es: cuarzo 57%, granito 26%, feldespato 13%, metamorfitas 2% e indeterminables-intraformacionales 2%.

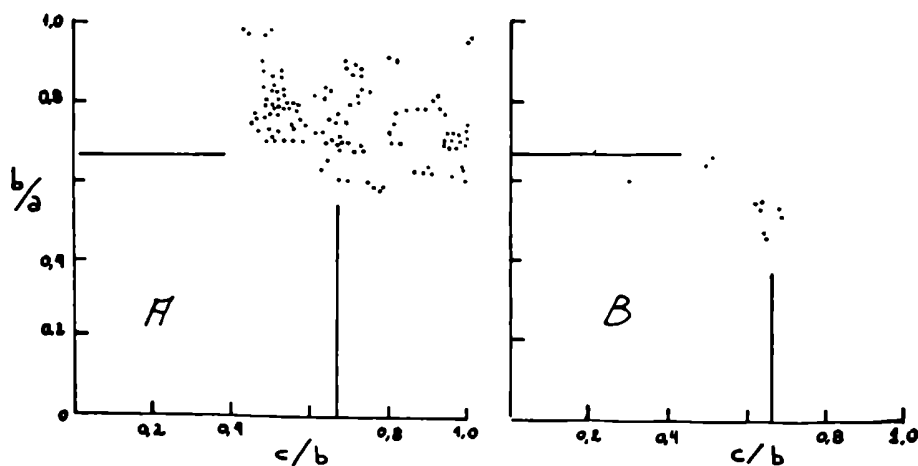


Fig.13: Formas de clastos de conglomerados pertenecientes a la facies M.

Los bancos de psefitas son tabulares (70%) y lenticulares (30%), generalmente poseen base erosiva. La mayoría no muestra estructura interna definida, aunque es frecuente la disminución en el número de clastos intraformacionales de base a techo. La gradación y en algunos raros casos la estratificación plana pueden estar presentes; es frecuente la imbricación de clastos con ángulos de inclinación muy variables.

Las sabulitas presentan características composicionales similares a los conglomerados, e incluso es común la presencia de guijas desperdigadas. Los contactos entre bancos de psefitas y sabulitas son transicionales y se encuentran pobremente definidos. Estas rocas exhiben por lo general bancos tabulares, de marcada continuidad lateral, si bien habitualmente el contacto inferior no es erosivo, en algunos casos este carácter puede hallarse presente.

Des tipos de estructuras sedimentarias han sido identificadas en el interior de los bancos. Por un lado la estratificación plana, la que se encuentra generalmente mal definida y es difícil de distinguir de las capas frontales de estratificación entrecruzada con muy bajo ángulo de inclinación. Por el otro, son frecuentes las estructuras entrecruzadas, sobre todo las tabulares planares, de mediana y gran escala, en las que el material presenta marcada heterogeneidad granulométrica. Este entrecruzamiento probablemente pueda ser asimilado al tipo epsilon de la clasificación de Allen (1963), aunque presenta una granulometría ligeramente mayor. Las artesas son bastante poco frecuentes.

No obstante, un buen número de bancos sabulíticos son masivos, mostrando en ocasiones lentes conglomerádicas que se acu-

ran lateralmente en forma rápida.

En cuanto a las psamitas pueden distinguirse tres variedades principales. Las areniscas gruesas y medianas, de composición arcósica, que a menudo muestran diferentes tipos de entrecruzamiento. Las areniscas medianas y finas, de la misma composición, en estratos generalmente masivos y las areniscas finas frecuentemente micáceas y en ocasiones laminadas. Todas estas areniscas están estratificadas en bancos medianos, gruesos y menos comúnmente finos; tienen generalmente base plana y contacto superior e inferior bien definido, sólo algunas psamitas gruesas tienen contactos transicionales con sabulitas. La estructura más común es la estratificación entrecruzada tabular planar, la estratificación en artesa es menos frecuente y por lo general se presenta agrupada formando "cosets" de mediana escala. La estratificación plana ha sido observada en algunas areniscas medianas.

Por último, las limolitas de color rojo ladrillo participan en un 10% de la asociación, generalmente presentan contacto basal bien definido y muy regular aunque el superior puede ser irregular. Conforman bancos tabulares de potencia variable (aunque solo excepcionalmente superan el metro); internamente en algunos casos se observa laminación, aunque los bancos masivos son los más comunes.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

La existencia de ciclotemas granodecrecientes en estas rocas es evidente, cada ciclo se encuentra compuesto por una base erosiva (las hay desde bajo a alto relieve), sobre la que se apo-

yan conglomerados o en su defecto sabulitas, siendo éstas a su vez cubiertas por areniscas desde gruesas a finas. Remata la secuencia un banco pelítico (generalmente de limolitas) el que se encuentra presente en el 80% de los casos.

La escala de cada ciclotema es variable, pero por lo general no es inferior a 2m ni superior a 6 metros.

En lo relativo a las mediciones de paleocorrientes, han sido realizadas sólo en el área de la Sierra de Sañogasta en los perfiles de Las Gredas y Aguada de la Desabrida. Los resultados obtenidos son mostrados en la figura 14 y deben ser analizados con cautela pues las mediciones fueron realizadas sobre estratos entrecruzados planares que pueden en este caso presentar una orientación oblicua (y hasta perpendicular) a los paleocanales.

LOCALIDAD	Nº MED.	VECTOR RESULTANTE	MAGNITUD VEC. RES.	RADIO CIRCULO CONFIANZA
Las Gredas	6	233°	28°	70°
Aguada de la Desabrida	12	95°	27°	67°

Fig. 14 : Resultado de las mediciones de paleocorrientes en la facies M.

INTERPRETACION

Se cree muy probable que estos depósitos hayan sido producidos por la acción de cursos fluviales de alta sinuosidad que surcaron amplias planicies de inundación.

En particular, la gran tabularidad de los estratos y la abundante presencia de material pelítico parece sugerir la acción de ríos del tipo meandriforme, en donde los depósitos de canal (especialmente "point bar") se encuentran muy bien representados.

DISCUSION

En oportunidad de discutir la génesis de la facies B (identificada en la secuencia carbónica) se llamó la atención sobre la dificultad en distinguir entre secuencias formadas por ríos anastomosados y meandriformes (ambos incluidos en la categoría de ríos de alta sinuosidad, ver pág. 74).

Sin embargo, en el caso que aquí nos ocupa, varios elementos de juicio parecen indicar que sistemas fluviales meandriformes habrían sido los responsables del depósito. Entre las principales características tenidas en cuenta para esta aseveración, es destacable la presencia de bancos de conglomerados, generalmente tabulares a nivel de afloramiento; o cuando resultan lenticulares, formando paleocanales aislados. Esta forma de presentarse de las pséfitas es notablemente contrastante con las secuencias multicanal (por lo general lenticulares) que conforman los términos más gruesos de los depósitos anastomosados.

Por otro lado, la presencia de abundantes, delgados y re-

corrientes niveles de pelitas, en ocasiones parcialmente erodadas cuestiona seriamente la formación de islas muy estables (características de los sistemas anastomosados) que separan canales con muy baja o nula migración lateral.

Pero probablemente el elemento de juicio más importante es la asociación vertical (y a veces también lateral) con las secuencias de areniscas y pelitas incluídas en la facies N. Estas rocas, como veremos luego, fueron (al menos parcialmente) depositadas en dilatadas cuencas de inundación. Este subambiente aunque reconocido en ríos anastomosados, presenta una distribución areal mucho más restringida en ellos. La mayor parte de las rocas incluídas en esta facies, caracterizadas por su variable tamaño de grano y el desarrollo de ciclotemas granodecrecientes, conformaron probablemente depósitos de barra en espolón. La estratificación entrecruzada tabular planar, similar al tipo epsilon de la clasificación de Allen (1963), ha sido señalada por muchos investigadores como típicas de estas barras (Allen, op. cit.; Mc Gowen y Garner, 1970; Singh, 1972; Miall, 1977; Spalletti, 1980 entre muchos otros). Sin embargo, entrecruzamiento tabular planar en ríos meandriiformes fue también reportado por Jackson (1976), debido a la migración de "barras en espiral".

Si bien "cosets" de estratificación entrecruzada en artesa han sido frecuentemente encontrados en la parte inferior de la barra en espolón (Mc Gowen y Garner, op. cit.), en nuestro caso se presentan en una proporción bastante menor a la comúnmente considerada. Por otro lado, su presencia en areniscas medianas y finas, próximas a la parte superior de los ciclotemas, hace suponer que su formación se produjo debido a la migración de tre-

nes de óndulas.

La estratificación plana como la encontrada en algunas areniscas, se presenta por lo general por encima de los "cosets" de artesas (cuando ellas están presentes). Si bien a menudo ha sido considerada como depositada en condiciones de alto régimen de flujo (estratificación plana horizontal), Reineck y Singh (1980) han supuesto que gran parte de ellas es en realidad formada por la depositación de material en suspensión durante las fases póstumas de las inundaciones.

En cuanto al carácter tabular de la estratificación, su origen es fácilmente comprendido si se tiene en cuenta el carácter divagante y migratorio de los cursos unido a la amplitud, generalmente grande, de los valles por los cuales corren, lo que hace posible una gran continuidad del depósito.

Las superficies de erosión en la base de los conglomerados y la presencia de clastos intraformacionales son también atribuidos a la migración del canal.

Entre las características litológicas más conspicuas, la presencia de sedimentos pelíticos, laminados o masivos, es un rasgo típico de las facies meandriformes formadas por cursos que transportan abundante material en suspensión. En ambientes de abanicos aluviales o de ríos entrelazados próximos al área fuente, las pelitas se encuentran en proporción muy subordinada, debido fundamentalmente a la naturaleza gruesa de los sedimentos transportados principalmente como carga del lecho, y/o al menor potencial de preservación al que se hallan sujetos los materiales finos.

Los bancos lenticulares de conglomerados, exentos de or-

denamamiento interme y con clastos intraformacionales corresponderían a depósitos residuales del canal, en donde el material grueso, transportado por tracción o rolido, es un índice de la mínima competencia de la corriente (Visher, 1965).

Algunos paleocanales, correspondientes probablemente al subambiente de meandros abandonados, se han preservado muy bien en esta facies (ver foto 17); los mismos exhiben bases fuertemente erosivas, de gran relieve, y relación ancho/profundidad por lo general superior a 3 e inferior a seis.



Foto 17 : Paleocanal en la facies M (el punto blanco es una persona)

Estos paleocanales quedan sólo preservados en el registro geológico cuando cesa la migración lateral del curso debido al súbito abandono del mismo por avulsión o captura del canal.

En lo referente a las fangolitas que coronan los ciclotemas granodecrecientes, ellas pueden haberse depositado en el subambiente de banco acrecionario interno por la acción de corrientes tractivas muy poco competentes, o representar la sedimentación en suspensión producida en la cuenca de inundación.

Por último, el carácter granodecreciente de los ciclotemas es congruente con lo observado por la mayoría de los investigadores en secuencias de ríos meandriiformes y Allen (1964; 1970) ha discutido su significado.

OTROS DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN LA CUENCA PAGANZO

En el análisis paleoambiental de la Formación Patquía (Sierra de Villa Unión) Spalletti (1979) describió en la facies b ("facies de psamitas con estratificación entrecruzada y plana, psamitas finas y limolitas con laminación ondulítica y limolitas laminadas) y c ("facies de conglomerados intraformacionales, psamitas medianas y psamitas finas o limolitas laminadas) a rocas prácticamente idénticas a las que hemos tratado. Spalletti (op. cit.) interpretó a las mismas como "depositadas por corrientes fluviales meandrosas o de alta sinuosidad".

Andreis et al. (1984) en un trabajo reciente han mostrado la existencia de un sistema "meandriiforme+lacustre somero" en la parte superior de la Formación Arroyo Totoral (Sierra de Los Llanos). El depósito resulta estar formado por pelitas y areniscas con participación subordinada de areniscas gruesas.

Secuencias de conglomerados, pelitas y areniscas aflorantes en la Formación Ojo de Agua (Ciénaga de Huaco, provincia de

San Juan) fueron tratadas por Limarino et al. (1985) y consideradas como depositadas por cursos fluviales meandriformes.

Finalmente, es probable que también sean similares a las rocas aquí tratadas los "depósitos fluviales" descritos por Bellosi et al. (1984) en la Formación La Antigua.

VII d. FACIES DE ARENICAS Y PELITAS (FACIES N).

Es esta facies la más extendida y mejor representada de las que componen las formaciones La Colina y De La Cuesta. Su presencia ha sido registrada en todos los perfiles presentando sus mejores exposiciones en: puesto El Vallecito (194,5 m); Las Gredas (192,5 m); Casa Blanca (48 m) y Las Mellizas (184,5 m).

En la mayoría de las secciones inspeccionadas existe recurrencia, en algunos casos múltiple, y mostrando un carácter creciente (aumento del espesor de la facies hacia los términos superiores de la Formación).

Este litosoma tiene una coloración rojo ladrillo uniforme, la que sólo es interrumpida por escasos niveles de conglomerados intraformacionales (que exhiben un color ~~ligeramente~~ distinto) o delgadas capas de finitas (blancas).

Composicionalmente se encuentra formada por una monótona repetición de areniscas y pelitas, las que se presentan en variable proporción dando origen, como veremos, luego, a la división en subfacies.

Estas rocas se asocian vertical y lateralmente con casi la totalidad de las unidades sedimentarias identificadas en la secuencia pérmica (L,M,O y P) y son las responsables de el relieve algo más tendido que caracteriza al miembro inferior de la Formación La Colina.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Teniendo en cuenta principalmente la distinta proporción

en que se presentan las pelitas y areniscas son reconocidas dos subfacies: subfacies N_1 de areniscas y pelitas y subfacies N_2 de pelitas y areniscas.

En trabajos anteriores estas unidades habían sido consideradas facies independientes (ver Limarino, 1983 inédito; y Morelli et al, 1985), pero se tropezaba con la dificultad de que su distinción en el campo era problemática y hasta arbitraria, pues entre sus valores extremos de concentración las pelitas y psamitas se presentan en todas las proporciones. Es por ello que de acuerdo a lo establecido en el capítulo metodología (ver pagina 12) ambas asociaciones fueron consideradas aquí subfacies.

Subafacies N_1 :

Las areniscas conforman desde el 50% al 90% de la subfacies, en los perfiles de Pozo de Cortez y Aguada de La Desabrida, por ejemplo se presentan aproximadamente en un 65%, mientras que en el puesto El Vallecito lo hacen en un 80%. Son de color rojo ladrillo y las hay desde finas a gruesas, aunque las medianas y finas son las más abundantes. Composicionalmente en su mayoría se trata de areniscas cuarzo-feldespáticas, su cemento es carbonático y pueden presentar abundantes minerales micáceos.

Estas rocas se presentan en estratos marcadamente tabulares, generalmente medianos, a veces gruesos y delgados. Los bancos presentan base plana y contactos superior e inferior netos.

La estratificación entrecruzada planar, en "sets" solitarios de mediana escala, es también frecuente, sobre todo en las areniscas gruesas, al igual que las estructuras en artesa, presen-

tandose éstas en "sets" agrupados. Los microentrecruzamientos son comunes en los bancos de areniscas finas y medianas. En ocasiones en el techo de estas capas se han preservado ondulitas asimétricas por lo general de crestas discontinuas y sinuosas. La estratificación tipo flaser u ondulosa, aunque advertida, es muy rara.

Se han reconocido dos tipos de estratificación plana, aquella que se observa en areniscas gruesas y la que se encuentra en areniscas finas micáceas. La primera es poco abundante, está generalmente mal definida y es muy impersistente lateralmente. En contraposición, las areniscas finas conforman bancos con estratificación plana o laminación gruesa muy persistentes tanto en sentido lateral como vertical.

Las lineaciones subestratales pueden ser localmente muy abundantes en la base de los bancos de areniscas medianas y gruesas (por ejemplo perfil de El Vallecito a lo largo del Río Miranda). Se trata de crestas longitudinales, calcos de surcos, en ocasiones del tipo espigado, y algunas marcas de impacto.

Las limolitas y arcilitas también de color rojo ladrillo, componen desde el 30% al 40% de la subfacies. Muestran bancos tabulares muy continuos lateralmente, que al igual que las areniscas poseen contactos netos y planos tanto en su techo como en su base. Teniendo en cuenta su espesor los estratos son medianos a delgados.

La estructura característica de estas pelitas es la laminación, la que se encuentra presente en promedio en un 40% de los bancos, siendo el resto macizos.

Concreciones tubiformes silíceas dispuestas perpendiculares y oblicuas a la estratificación fueron detectadas tanto en el per-

fil de Mina Margarita-Las Mellizas como en la comarca de Las Gredas. Concreciones carbonáticas subesféricas y delgadas intercalaciones de yeso también fueron identificadas en todos los perfiles. Por último, en el techo de algunos estratos se ha observado la presencia de gotas de lluvia, pistas de vermes, marcas de escapes de burbujas y algunos cristales de arena.

Fueron observados muy escasos niveles de conglomerados intraformacionales en proporciones que varían entre el 1% y 9%; se trata de heteroconglomerados (clas. de Spalletti y Mazzoni, 1975) los que muy frecuentemente están acompañados por sábulos y gravillas extraformacionales. La matriz varía desde arenosa mediana hasta limo-arenosa. Conforman bancos casi exclusivamente lenticulares que sólo excepcionalmente superan los 20m de largo y los 0,8m de espesor. Por lo general su base es neta y erosiva, siendo internamente las capas masivas o en ocasiones gradadas y mostrando aumento vertical en la relación clastos extraformacionales/intraformacionales.

Para finalizar, es destacable la presencia de niveles de ftanitas, no sólo vinculados a la subfacies N_1 sino también a la N_2 . Estas rocas serán descriptas más adelante junto con los niveles de piroclastitas identificados también en esta subfacies.

Subfacies N_2 : Presenta características similares a la subfacies

Presenta características similares a la subfacies N_1 , por lo que su separación de estas rocas es a menudo problemática. El criterio litológico por el cual se diferencian ambas unidades es la predominancia de capas de pelitas en la subfacies N_2 .

Las limolitas son rojas, compactas y se presentan en una proporción que varía entre el 50% y el 75%. Suelen mostrar intercalaciones de yeso en forma de capas horizontales de hasta 5cm de espesor.

Los estratos son delgados, de formas tabulares y contactos planos, pueden resultar masivos o laminados, existiendo toda una transición entre estos dos tipos.

Es común, especialmente en las limolitas masivas, la existencia de muy pequeños cuerpos concrecionales irregulares (de minerales de hierro?) que no superan los 5mm. También son frecuentes las concreciones de mayor tamaño de composición carbonática.

Ocasionalmente las limolitas pueden presentar intercalaciones arenosas, en forma de capitas muy finas que no muestran estructura interna definida.

Grietas de desecación poligonales, de hasta 15cm de ancho (foto 18) han sido bien reconocidas en los perfiles de Las Gredas, Aguada de la Desabrida, Los Colorados de Patquía y en proximidades del puesto Las Torres. Es destacable en la última de esas localidades la formación de una estructura sedimentaria peculiar producida por la presencia de material lávico que rellena las grietas, la roca volcánica es de naturaleza basáltica y pertenece al mismo nivel identificados en el perfil de Mina Margarita-Las Mellizas (ver perfil). En el resto de los casos el banco que se sobrepone a estos niveles es de arena fina o muy fina (probablemente de origen eólico) que ha rellenado totalmente las grietas.

En lo que hace a las psamitas son generalmente finas o

o muy finas (aunque medianas y gruesas han sido también observadas).

Petrográficamente resultan similares a las de la subfacies N_1 y en ocasiones son micáceas. El cemento es carbonático y puede presentarse en muy elevadas proporciones produciendo en muchos

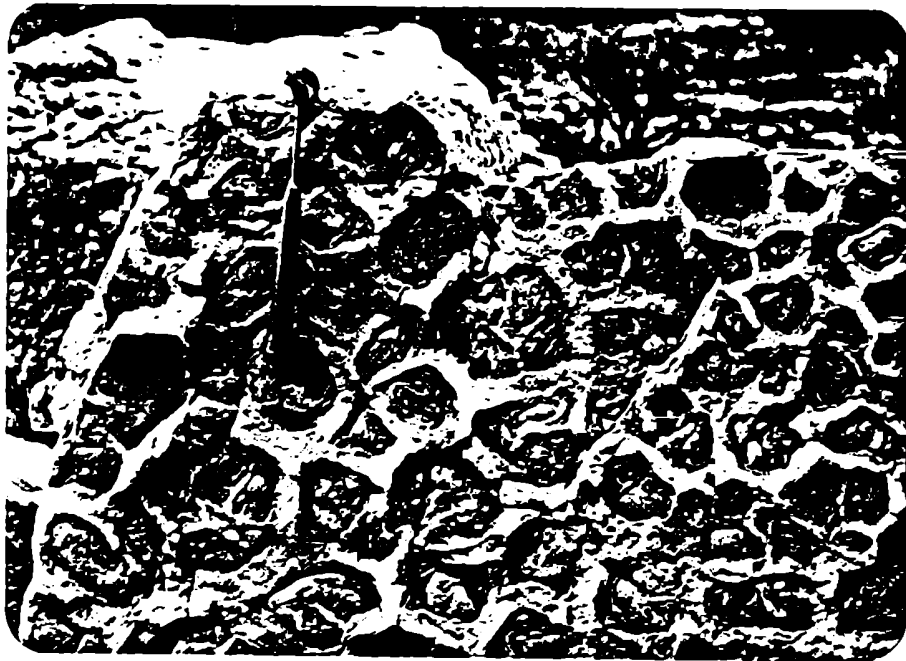


Foto 18 : Grietas de desecación en la subfacies M_2 . Perfil de Los Colorados de Patquía.

casos la corrosión parcial de los clastos y la formación de una microtextura clástica flotante (ver foto 19).

Las estructuras más comunes son la laminación, los entrecruzamientos de pequeña escala y variado tipo, las ondulitas y muy raramente la lineación "parting".

Resta hacer referencia a muy escasos niveles lenticulares

y masivos de conglomerados intraformacionales similares a los descriptos en N_1 .

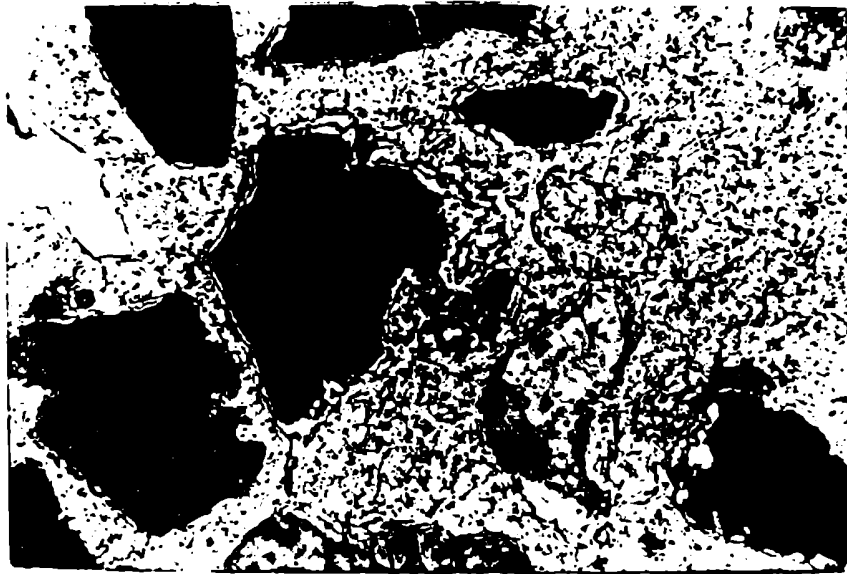


Foto 19: Textura clástica flotante en areniscas de la subfacies N_2 , observése que el cemento carbonático (calcita) cubre parcialmente los clastos.

Niveles de piroclástitas y ftanitas

La presencia de rocas piroclásticas ha sido señalada reiteradamente en unidades de edad pérmica de la Cuenca Paganzo (ver Di Paola, (1972); Fidalgo (1968); y Limarino et al. (1985) y su presencia en las unidades aquí analizadas ha sido claramente constatada en el perfil de el puesto El Vallecito. Allí fueron identificados por lo menos cinco niveles de chonitas conformando delgadas capitas interestratificadas en la facies N.

Es destacable que microscópicamente estas rocas no presentan material epiclástico por lo que pueden ser consideradas de origen primario.

Las ftanitas merecen atención especial debido a su amplia distribución areal, ya que han sido reconocidas en todos los perfiles analizados e incluso observadas por el autor en otras unidades de igual edad aflorantes en áreas vecinas (Formaciones Patquía y Ojo de Agua). Las ftanitas se presentan en bancos delgados y muy delgados, concordantes en un todo con la estratificación; su presencia es llamativa en el campo pues conforman estratos muy duros y de colores claros que se presentan en forma recurrente en los perfiles tanto en la subfacies N_1 como en la N_2 . Al respecto la aparición de un nivel de ftanita puede anticiparse si se examinan cuidadosamente a las limolitas y areniscas infrayacentes, ya que éstas portan características motas blancas que aumentan en tamaño y número hacia la base de los bancos silíceos.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

Básicamente esta facies se encuentra formada por repeticiones de pelitas y areniscas conformando ciclos (raramente limitados por superficies erosivas), de espesores inferiores a los 2m. en la subfacies N_1 (siendo los de la N_2 ligeramente más espesos).

En la fig 15 se muestra esquemáticamente una columna en la que se indica el ordenamiento "idealizado" de estructuras y litologías. Sin embargo pueden faltar varios de los tipos de estructuras sedimentarias en los perfiles, e incluso solo excepcionalmente se presentan todas juntas en un mismo ciclo.

La escasez de estructuras sedimentarias direccionales ha impedido la realización de mediciones de paleocorrientes en estas rocas.

LITOLOGIA	PARTE DEL ESTRATO	ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS
Arenisca		

	superior.....	grietas, cristales de arena.
Pelita	media.....	masiva o laminada
	inferior.....	

	superior.....	ondulitas
Arenisca	media.....	masiva o entrecr. peq. escala
	inferior.....	lineaciones subestratales

Pelita		

Fig.15:; ciclicidad de; la facies N.

CONTENIDO PALEONTOLOGICO

Durante el levantamiento del perfil de Aguada de La Desabrida, pudo ser advertida la presencia de restos fósiles vegetales en dos niveles de limolitas moradas incluídas en la subfacies N₂. Este hallazgo constituye el primer registro paleoflorístico para la Formación La Colina y el análisis de la megaf flora ha per-

mitido determinar la presencia de varias formas referibles a la flora de *Glossopteris* (Limarino y Césari, 1985).

Recientemente fueron encontrados restos de coníferas en proximidades del km 1106 de la ruta nacional n° 74 (al norte de la localidad de Patoufa). El material en regular estado de preservación proviene de pelitas y areniscas muy finas incluídas en la facies N (para más detalles ver Césari y Limarino, 1984).

INTERPRETACION

Si bien las rocas incluídas en la facies N presentan características litológicas y de estructuras sedimentarias comunes, es probable que su ambiente deposicional, aunque principalmente fluvial, reconozca varios orígenes y eventualmente la participación de más de un proceso sedimentario. Lo dicho no hace más que confirmar las ideas previas de Spalletti (1979), quien al describir rocas por entero similares a las aquí descritas en la Formación Patoufa (facies d) las consideró generadas en distintos subambientes: albardón, crevasse splay, crecientes en zonas de transición de pie de abanicos, cuenca de inundación, etc.

En nuestro caso se interpreta a la subfacies N_1 (formada mayoritariamente por areniscas) como depositada en áreas de la planicie de inundación (albardón y crevasse splay principalmente). Su depositación se habría producido por lo tanto en áreas próximas a un canal, muy probablemente meandriforme, durante períodos de crecida debido a una brusca pérdida de competencia de la corriente provocada por el desbordamiento del cauce. Los depósitos de crevasse splay son los que muestran la mayor granulometría

(conglomerados intraformacionales y algunas areniscas gruesas) y deben ser considerados el resultado de la ruptura del albardón por acción de flujos vigorosos (generalmente en períodos de máxima crecida).

La interpretación propuesta, sin embargo, no es la única que puede ser dada a estos sedimentos. Los mismos son también semejantes a los descritos por Glennie (1970) en áreas de desierto. Este autor se ha referido a las acumulaciones producidas por flujos esporádicos después de lluvias en un ambiente árido, y si bien su origen es esencialmente fluvial, la naturaleza de la corriente formadora es distinta a la aquí considerada. Por otro lado Schluger (1973) describió depósitos de similares características en áreas distales de abanicos aluviales (ver también Spalletti, 1979).

La subfaes N_2 puede ser también incluida dentro del ambiente de planicie de inundación y más precisamente correspondería al subambiente de cuenca de inundación. Es así como la sedimentación de estas rocas se produjo durante las inundaciones, ya sea en forma de material en suspensión (especialmente en lagunas, lagos semilunares, etc.) o bien por corrientes tractivas débiles formando crevasse splay (conglomerados intraformacionales) y microdeltas asociados a lagos y lagunas.

No se excluye la posibilidad de que áreas intermontanas deprimidas, como las que forman los lagos de playa de bolsón, hayan sido también el marco de formación para parte de estas rocas. En especial extensas "sand flats" y áreas marginales de lagos desérticos como los descritos por Handford (1982) y Hubert y Hyde

(1982) presentan rasgos comunes con los aquí observados. Estos depósitos serían entonces similares a los incluidos en la facies P, aunque la falta de niveles evaporíticos los diferencia claramente.

Por último, no se puede excluir la posibilidad de que el viento haya contribuido significativamente al crecimiento de las areniscas de las subfacies N_1 y N_2 (especialmente si es tomada en cuenta su asociación con las eolianitas) dando secuencias similares a los "mixed fluvial and eolian deposits" descritos por Limarino y Spalletti (1985).

DISCUSION

Uno de los argumentos de mayor peso para la interpretación propuesta es la asociación de los sedimentos de esta facies y los que componen la L y M de comprobado origen fluvial.

La alternancia rítmica de areniscas y limolitas, la notable tabularidad de los estratos y el tipo de estructuras sedimentarias descrito han sido señalados frecuentemente en los depósitos de albardón (Coleman, 1969; Jacob, 1963; Spalletti, 1979; Reineck y Singh, 1980; Galloway y Hobday, 1983; entre muchos otros). En particular Coleman (op cit) ha medido espesores del orden de los 2 metros para cada ciclo, lo que es coherente con lo aquí observado (ver capítulo ciclicidad).

Como ya se ha señalado repetidamente la forma tabular de los bancos es el resultado de la migración lateral del cauce y el consiguiente desplazamiento de los rasgos geomórficos del valle.

En cuanto a las características de las corrientes formadoras, los entrecruzamientos de pequeña escala observados en las areniscas, han sido producidos en su mayoría por corrientes tractivas, probablemente debido a la migración de trenes de ondulitas, en condiciones de moderado a bajo régimen de flujo.

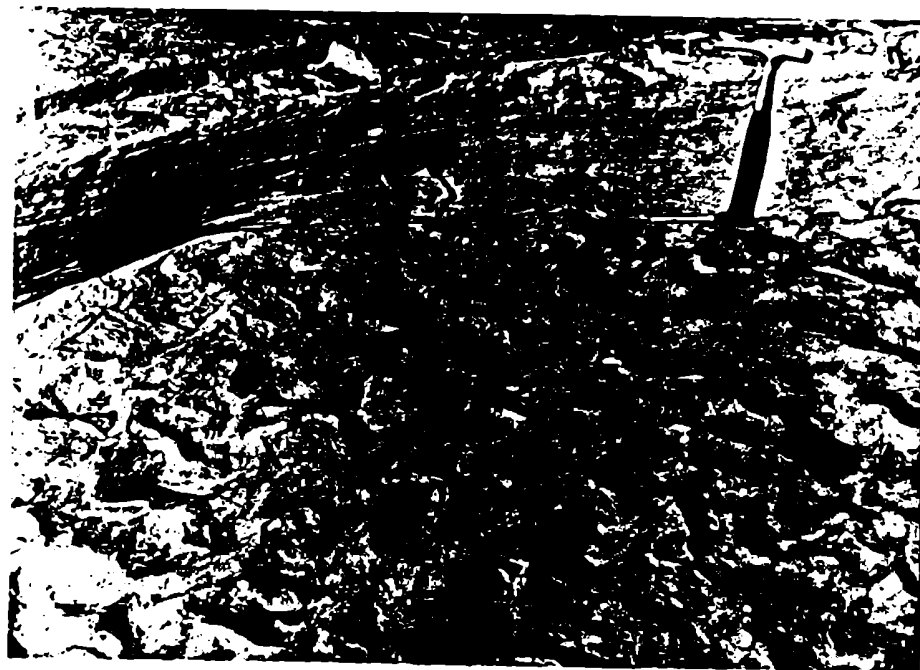


Foto 20: ondulitas linguoides en el techo de las areniscas de la facies N .Perfil de El Vallecito (margenes del Río Miranda), Formación De La Cuesta.

La mayor parte de la estratificación plana y laminación, es referida al tipo "estratificación paralela" formada en fase de lecho plano de bajo régimen de flujo y eventualmente debido a la

sedimentación de material en suspensión. Las condiciones hidrodinámicas señaladas son las que comunmente imperan en áreas de albardón reforzando la génesis propuesta. Sin embargo, localmente las corrientes mostraron mayor competencia y poder erosivo (evidenciado por la presencia de conglomerados intraformacionales, lineación por partición, calcos de surco, algunos entrecruzamientos de mediana y gran escala, etc.), durante los estadios iniciales de las corrientes, cuando las aguas invadieron el sector de planicie de inundación por ruptura de albardones.

Como ya se ha señalado estos sedimentos son similares a los descritos por Schluger (op cit) en áreas distales de abanicos aluviales, aunque la falta de asociación con fanglomerados lleva a considerar esta posibilidad como algo más hipotética.

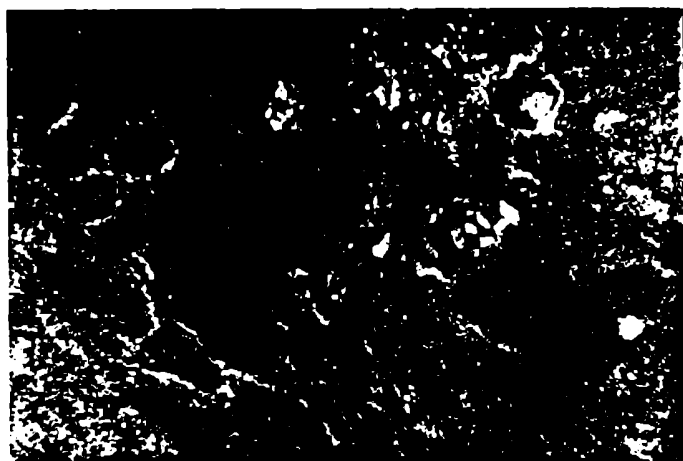
La subfacies N_2 fue formada por corrientes débiles, que sólo periódicamente cubrieron el área de cuenca de inundación. La asociación de microentrecruzamiento, ondulitas y laminación en el techo de los bancos, indica condiciones de baja energía cinética del flujo.

Las gotas de lluvia y la presencia de restos vegetales, probablemente relacionados a paleosuelos, indica claramente exposición subaérea del depósito por un tiempo relativamente prolongado.

Condiciones de desecación y salinidad temporaria son evidenciadas por la presencia de grietas, cristales de arena y niveles de yeso. Además las concreciones carbonáticas (consideradas por algunos investigadores indicadoras de paleosuelos tipo caliche) y la muy elevada cantidad de cemento carbonático de algunas

areniscas parecen confirmar condiciones de sequedad ambiental.

Foto 21 : marcas
de cristales de
arena. Perfil de
El Vallecito, mar-
gen izquierda del
Río Miranda, Forma-
ción De La Cuesta.



El desarrollo de cuerpos de agua temporarios en la subfa-
cies N_2 es, en opinión del autor, sumamente probable; así parecen
sugerirlo las marcas de escapes de burbujas, algunas lineaciones
subestratales, pistas de vermes, las ondulitas linguoides y la in-
tensa bioturbación perforante de algunos bancos de limolitas. Es-
tas lagunas implantadas en el área de cuenca de inundación mostra-
ron en la mayoría de los oasos una vida efímera y muy probablemen-
te vieron supeditado su desarrollo a períodos de crecida de los
ríos.

La dificultad que surge para separar las subfacies N_1 y N_2
es debida al pasaje continuo y sin límites definidos que existe
entre los distintos subambientes de la planicie de inundación. Por
lo tanto no cuestiona en lo más mínimo la génesis propuesta para
estas rocas y por el contrario, debe ser considerada como un ele-

mento más a favor de la misma.

VII e. FACIES DE ARENISCAS FINAS CON ESTRATIFICACION ENTRECRUZADA DE GRAN ESCALA (FACIES O)

Formada casi exclusivamente por psamitas, esta facies presenta una amplia distribución areal y ocupa una posición estratigráfica más o menos definida en los términos superiores de las secuencias pérmicas. Sin duda, las mejores exposiciones de estas rocas se encuentran en la Sierra de Pamatina, en particular en el perfil de Casa Blanca, más precisamente al sur del paraje de Casa Colorada donde alcanza un espesor de 78 metros. Dentro del Pamatina son también destacables los afloramientos del perfil de El Vallecito a unos 400 metros al norte del puesto La Dichosa.

En el ámbito de la Sierra de Sañogasta estas rocas conforman la mayor parte del miembro superior de la Formación La Colina, alcanzando su mayor potencia en el perfil de Aguada de La Desabrida, Aicuña y Las Gredas. Hacia el oeste del Mogote de La Desabrida la facies se adelgaza muy rápidamente y ya no se encuentra presente en la localidad de Pozo de Cortez, muy probablemente erosionada por las capas triásicas (Formación Talampaya) suprayacentes.

En la Sierra de Los Colorados los afloramientos presentan un espesor algo más reducido y la estratificación entrecruzada de gran porte (característica sobresaliente de la facies) no es tan frecuente.

Un rasgo destacable de esta unidad es la expresión morfológica de sus afloramientos, los que conforman paredones abruptos fácilmente identificables en el campo.

En lo que se refiere a su relación con las restantes fa-

cies sedimentarias, es muy frecuente la asociación con las areniscas y pelitas de la facies N, siendo el pasaje transicional por disminución en el porcentaje de pelitas. En la Sierra de Fatimata aparece estrechamente vinculada con la facies O, en particular en las localidades de La Dichosa y Puesto Tres Piedras.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Es característica la homogeneidad litológica de la facies, ya que se encuentra formada en más de un 95% por areniscas finas y muy finas, friables y porosas.

Desde el punto de vista textural presentan alta selección y valores de media que varían entre 2,5 y 3,1 ϕ (para más detalle ver página 183). Petrográficamente se trata de areniscas feldespáticas (Dott, 1964), en las que la matriz es escasa o ausente. Mineralógicamente los clastos están formados por cuarzo, feldespato potásico (ortosa y microclino) y plagioclasa (sódica); es extremadamente rara la presencia de minerales micáceos, máficos o fragmentos líticos, siendo escasos los opacos.

Se ha prestado especial atención a las características morfológicas de los clastos, los estudios fueron realizados sobre secciones delgadas usando la escala gráfica de Powers (1953). Si bien la mayoría resultan subredondeados y redondeados, se advierte también una importante participación de individuos subangulosos, en particular en los clastos de menor granulometría.

Es muy común la presencia de niveles endógenos vinculados a estas rocas, los que pueden presentarse como concreciones de

variadas formas, o delgadas capas horizontales a subhorizontales de yeso o calcita. Ocasionalmente han sido observadas delgadas intercalaciones de piroclastitas (tobas finas), en especial en la Formación de la Cuesta (La Dichosa).

Los estratos de areniscas son gruesos y muy gruesos, de forma tabular y contactos planos. Resulta difícil trazar el límite entre las distintas capas, especialmente si estas no portan estructuras sedimentarias, pues la distinción debe basarse en sutiles cambios en la granulometría o resistencia a la erosión. Del mismo modo, si el entrecruzamiento es muy abundante, la estratificación adquiere un aspecto desorganizado resultado de la superposición de "sets" con variables valores de buzamiento de las capas frontales.

Variados tipos de estratificación entrecruzada han sido distinguidos en estas rocas: tabular planar, lenticular planar, de bajo ángulo, laminación ondulítica, en artesa (muy escasa) y probablemente en hueso de arenque. Sin embargo esta última estructura puede ser fácilmente confundida con la estratificación en artesa de no contarse con afloramientos tridimensionales (Reinck y Singh, 1980). Siguiendo la clasificación de Allen (1963) las más comunes son alfa, beta y Kappa; Xi y gama son raras.

Los distintos "sets" entrecruzados pueden presentarse solitarios o agrupados, el espesor máximo medido es de aproximadamente unos 10m en el Cerro La Discordia (ver foto 23); el valor promedio de inclinación de las capas frontales varía entre 29° y 15° según los afloramientos.

Un rasgo importante de estas rocas es la presencia de superficies horizontales o subhorizontales, que truncan las capas

frontales de distintos "sets" entrecruzados. Estas superficies, generalmente con espaciado "regular" inferior a 1 metro, son similares a las superficies de truncamiento paralelo múltiple descritas por Stokes (1965) como típicas de secuencias eólicas.

La estratificación plana puede hallarse presente, especialmente asociada a estratos macizos, pero su distinción de estratificación entrecruzada de bajo ángulo es problemática y de hecho pueden



Foto 22: estratificación entrecruzada de escala grande en la facies O. Alrededores del pueblo de Aicuña, Formación De La Cuesta.

ser encontrados todos los estados intermedios.

La laminación es localmente abundante y la diferenciación entre las distintas capitas depende de cambios de color o variaciones

en la granulometría.

Ondulitas fueron identificadas unicamente en la Formación De La Cuesta y descriptas con anterioridad por Turner (1960) quien las consideró de origen eólico. El índice de óndula es variable entre 18 y 50 (4 mm. de alto máximo y longitud entre 75 y 110 mm., ver cuadro 7), es destacable que las ondulitas fueron encontradas en todos los casos directamente por encima y en contacto con capas frontales de estratos entrecruzados.

Cuadro 7 : índice de óndula obtenido en ondulitas de muy probable origen eólico (Formación De La Cuesta).

Localidad	Longitud de onda	Amplitud (altura)	índice de óndula (1)
P. Tres Piedras	100	2	50
" " "	110	4	27
" " "	110	3	33
" " "	140	7	20
" " "	75	2	37
" " "	168	8	21
Casa Colorada	100	4	25
" "	90	3	30
La Dichosa	95	4	24
" "	100	3	33

(1): índice de Tanner (1967). Todos los valores en milímetros.

Si bien un gran número de bancos portan estructuras sedimentarias, son también comunes los estratos macizos que por lo general estan asociados a capas con estratificación plana.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

Para los estudios de paleocorrientes fue medida la orientación de la inclinación máxima de las capas frontales de estratos entrecruzados, las que por su excelente exposición tridimensional dan gran confiabilidad a los resultados obtenidos. Estudios complementarios fueron efectuados sobre la base de la orientación de crestas de ondulitas asimétricas de claro origen eólico.

En la Sierra de Sañogasta se efectuaron un total de 54 mediciones, distribuidas en tres localidades de control (ver tabla 2), los resultados obtenidos muestran escasa dispersión de los valores y pronunciada tendencia de los vectores resultantes a ubicarse en el cuadrante sudeste (ver estereogramas, figura 16).



Figura 16 : estereogramas donde se muestra la distribución de paleocorrientes obtenida para la Formación La Colina en la parte austral de la Sierra de Sañogasta (de Limarino, 1984).

En la Sierra de Famatina fueron realizadas 204 mediciones, la dispersión de los valores es algo mayor, aunque la distribución resulta igualmente unimodal con orientación de las resultantes hacia el norte (preferentemente noreste).

Tabla 2 : mediciones de paleocorrientes en la facies 0.

Localidad	Formación	Estructura utilizada	n	Orient. vec. res.	Circulo confianza
Ag. La Desabrida	La Colina	estr. entr.	39	91°	11°
Las Gredas Río Desabrida	La Colina	estr. entr.	8	143°	43°
	La Colina	estr. entr.	7	126°	22°
Casa Colorada	De La Cuesta	estr. entr.	130	355-42 (bimodal)	-
		ondulitas	8	278	-
Tres Piedras	De La Cuesta	estr. entr.	6	12°	25°
El Coya	De La Cuesta	estr. entr.	60	1°	11°

Debido a la marcada monotonía litológica resulta imposible (al menos megascópicamente) realizar estudios de ciclicidad en estas rocas. En particular, se ha intentado establecer la existencia de algún tipo de ordenamiento en la disposición vertical de las estructuras sedimentarias, obteniéndose resultados muy contradictorios. No obstante, parece existir cierta tendencia de las capas

laminadas o con estratificación plana, a ubicarse por encima de estratos macizos o con menos frecuencia, de "sets" entrecruzados de mediana escala.

SUBFACIES

Sobre la base de los distintos tipos de estructuras sedimentarias observadas pueden ser reconocidas dos subfacies: O_1 subfacies de areniscas con estratificación entrecruzada de mediana y gran escala. O_2 subfacies de areniscas macizas o con estratificación plana.

Por lo general ambas subfacies aparecen íntimamente asociadas, siendo la división propuesta útil tan solo a los fines interpretativos.

INTERPRETACION

El análisis de las características descriptas parece dejar poco lugar a dudas sobre el origen eólico de estos depósitos; en especial si es tomada en cuenta la extrema uniformidad granulométrica, la textura fina a muy fina de las areniscas, la presencia de estratos entrecruzados de gran porte y de superficies de truncamiento múltiple.

La subfacies O_1 representaría depósitos de dunas caracterizados por "sets" entrecruzados de mediana y gran escala y ondulいた dispuestas sobre sus capas frontales. Estas rocas se encuentran particularmente bien expuestas en Casa Colorada, Mogote de

La Desabrida y Cerro La Discordia.

La subfacies O_2 puede ser referida al ambiente de interdu-
na conformado por areniscas macizas con estratificación plana, son
en ella muy frecuentes las concreciones calcareas (ver foto 24) y
los niveles evaporíticos.



Foto 23 : "Set" de estratificación entrecruzada de gran escala (a-
proximadamente 10 metros) en el Cerro La Discordia, For-
mación La Colina.

DISCUSION

El carácter fundamentalmente psamítico de estas rocas, así
como su grano fino a muy fine coincide ampliamente con lo señala-
do por varios autores para depósitos eólicos.

La ausencia casi completa de matriz es un rasgo típico de las eolianitas y así lo han hecho notar Glennie (1970,1972), Spalletti (1980), Brookfield (1980) y Mader (1982). Sin embargo, en algunos pocos casos ha sido constatada su presencia y atribuida a la infiltración de limo tanto en áreas de dunas como de interdunas (Folk, 1971; Walker, 1979; Spalletti, 1980 y Szigeti y Fox, 1981). Es más Pye (1981) ha señalado que procesos postdeposicionales pueden causar sustanciales modificaciones en la cantidad de material pelítico.

La composición de las areniscas depende fundamentalmente de la roca madre (especialmente en un sentido cualitativo) por lo que tiene escaso valor en la diagnosis paleoambiental. No obstante, la ausencia de minerales micáceos es común en arenas eólicas y puede ser atribuida a la frecuente destrucción del mineral por abrasión, o bien a la fácil deflación de partículas laminares aún por corrientes poco competentes.

El hecho de que la mayoría de los clastos sean subredondeados y aparezcan formas subangulosas, no cuestiona en opinión del autor su génesis eólica. Al respecto cabe mencionar el trabajo de Folk (1978) en el que se describen clastos angulosos y subangulosos en arenas de desierto, o el de Bigarella (1979) en el que se señala que comúnmente las areniscas eólicas van desde subredondeadas a redondeadas. Por otro lado, el mayor grado de redondeamiento de las arenas medianas y gruesas y la frecuente aparición de individuos subangulosos en los clastos de arenas finas parece ser una característica común en depósitos eólicos. Glennie (1972), Mader (1982) y Embabi (1981) han observado diferencias similares, las que fueron atribuidas por Embabi (op cit) a la menor abrasión

a la que se encuentran sujetos los clastos de menor granulometría.

En particular, generalizar como característica típica de los depósitos eólicos el muy buen redondeamiento de los clastos es riesgoso. Probablemente el criterio es válido cuando se trata de depósitos costeros, sujetos por lo general a la acción de varios agentes erosivos; pero en áreas de desiertos interiores donde el viento es el único responsable del redondeamiento, aparecen con gran asiduidad las formas subredondeadas y subangulosas.

El carácter friable de las areniscas eólicas es particularmente notable cuando se las compara con psamitas de génesis fluvial incluidas en la misma unidad estratigráfica (facies L y M por ejemplo). Característica ya señalada por Mader (1982).

Los niveles evaporíticos y concreciones calcáreas de origen epigénico, son indicadoras de condiciones climáticas al menos semiáridas, ya que serían el resultado de la evaporación de agua intersticial vinculada al nivel freático o bien producidas por precipitación de sales en cuerpos de aguas temporarios.

La presencia de delgadas capas de piroclastitas refuerza la génesis eólica propuesta, en especial si se tiene en cuenta que muchas de ellas no portan estructuras sedimentarias ni se encuentran contaminadas con niveles epiclásticos; por lo que pueden ser consideradas como de origen primario (lluvia de cenizas) e indicadoras de una baja actividad fluvial.

La presencia de "sets" entrecruzados de gran escala es uno de los elementos de juicio más importantes que han llevado a proponer un origen eólico para la secuencia. Sin embargo, Kokureek y Dott (1981), han resumido claramente lo riesgoso de considerar a

esta estructura en forma aislada como único elemento para la diagnosis eólica, debido a que: "excepto para algunos extremadamente grandes sets de estratificación entrecruzada eólica, una amplia superposición en el alto se produce entre sets de origen acueo y eólico" (Kokureck y Dott (op cit:581). No obstante en el caso de las rocas que aquí nos ocupan el aceptado origen continental de



Foto 24: concreciones calcareas de origen epigénico en estratos macizos de la Formación La Colina (localidad de Las Gr̄das).

de la secuencia y la concurrencia de varios elementos de juicio llevan a suponer origen eólico para el entrecruzamiento.

Otro aspecto importante es la presencia de capas frontales de llamativo espesor (superior a 1,5 cm), característica ésta

que en nuestro caso diferencia claramente las sedimentitas fluviales de las eólicas.

Por otra parte es destacable el contraste existente entre las mediciones de paleocorrientes de facies fluviales y eólicas de la Formación La Colina. En el área de Amaná las facies fluviales (L y M) tienen paleocorrientes sur a suroeste; por el contrario facies eólica muestra una notable preferencia por la dirección este y sureste. Dado el carácter divergente de las mediciones de paleocorrientes y si no se aceptara una génesis eólica para las psamitas que aquí nos ocupan, sería necesario recurrir a fenómenos geológicos capaces de cambiar la dirección y sentido de la red de drenaje para explicar las diferencias observadas. No se ha encontrado evidencia alguna de tales procesos.

Depósitos de duna (subfacies O_1)

En nuestro caso las secuencias de duna están caracterizadas por estratificación entrecruzada de gran escala, superficies de truncamiento múltiple y ocasionalmente ondulitas eólicas dispuestas sobre las capas frontales de estratos entrecruzados.

El ángulo de inclinación promedio de las capas frontales es de aproximadamente 22° (entre 15° y 28° la mayoría), estos valores son sensiblemente más pequeños que los observados en dunas modernas. Glennie(1972), Walker y Harms (1972) y Hubertz y Mertz (1980) consideraron la diferencia como el resultado de la compactación postdeposicional de las arenas. Sin embargo, Poole (1962), Walker y Harms (opcit) y Mader (1982), describieron similares variaciones como debidas a la preservación diferencial de las partes medias o inferiores de las dunas. En nuestro caso

la escasez o ausencia de estructuras formadas en el techo de las dunas (por ejemplo ondulitas y estructuras de deformación), junto a la presencia de superficies de truncamiento, hacen suponer a la última de las explicaciones como la más probable.

Es factible que tal como lo señalaran Rubin y Hunter (1982) gran parte de los "cosets" de estratificación entrecruzada de gran escala se hayan formado por el escalonamiento ascendente de grandes dunas. Ello parece factible si es tomada en cuenta la muy alta relación largo/espesor de los sets (en nuestro caso mayor a 50), la unimodalidad de las mediciones de paleocorrientes y la presencia de superficies de truncamiento.

La mayor parte del entrecruzamiento de bajo ángulo fue probablemente formado en la base de las dunas, ya que difícilmente pueda ser interpretado como capas dorsales (inusualmente preservadas en el registro geológico) debido a la similar orientación del ángulo de máxima inclinación de las capas de bajo y alto valor de buzamiento.

Por otro lado, la estratificación entrecruzada de bajo ángulo esta comunmente asociada a estratificación tangencial, rasgo común de las partes basales de dunas. No obstante, la estructura debe ser interpretada con precaución pues también suele presentarse en áreas de interduna y mantos de arena ("low angle sand sheet deposits") descritos por Fryberger et al (1979).

Sin lugar a dudas, las ondulitas registradas en la Formación De La Cuesta se han formado sobre la cara de sotavento de dunas que inclinaban menos que el ángulo de reposo (Hunter, 1977).

Las superficies de truncamiento múltiple descritas aquí

son similares a las superficies limitantes de segundo orden (Brookfield, 1977) e interpretadas como el resultado del pasaje de dunas a través de grandes cuerpos arenosos ("draas"). Superficies de primer orden no fueron observadas.

Forma y probable tamaño de las dunas

El tipo de duna fue investigado por mediciones de paleocorrientes e interpretación de las características internas de la estratificación.

La Formación La Colina muestra distribución unimodal de las paleocorrientes con muy baja dispersión de los valores (ver tabla 2); lo que permite suponer la existencia de dunas del tipo creciente (barjanes o transversales), en las que las capas frontales se han preservado en forma casi exclusiva. Observaciones complementarias de las estructuras sedimentarias y sobre todo la interpretación del mecanismo de formación de las mismas, puede brindar información adicional sobre el tipo de duna. Al respecto, la mayor parte de la estratificación entrecruzada se ha formado por avalancha en las caras de sotavento de las dunas. Este mecanismo descrito por Hunter (op cit) y su estructura resultante ("sand-flow cross-strata") es considerada la más común en dunas crecientes. En contraposición, las dunas longitudinales muestran una mayor proporción de depósitos tractivos producidos por la migración de ondulitas y de laminación entrecruzada generada por pérdida de competencia del agente cerca de la cresta de las dunas ("grainfall laminae"). Estos dos últimos tipos de estructuras son muy escasos en la Formación La Colina.

En cuanto al tamaño de las dunas sólo puede ser valorado

cualitativamente. Desde este punto de vista, es muy probable que nuestras paleodunas hayan sido formas relativamente grandes. Hunter (1981) notó que los "sandflow cross-strata" predominan en dunas crecientes de gran tamaño ; según Kokurek y Dott (op cit) sólo dunas pequeñas muestran como estructuras dominantes "grain-fall laminae" y distintos tipos de laminación ondulítica.

Otro aspecto importante para valorar la altura de estos cuerpos arenosos, es el espesor de cada "set" entrecruzado, el que necesariamente es menor que la altura de la duna en que se generó. En nuestro caso el espesor promedio es ligeramente inferior a 1 metro y el máximo de unos 10 metros.

Por último, de acuerdo con las observaciones de Kokurek y Dott (op cit) existe una correlación positiva entre la altura de la duna y el espesor de cada capa frontal formada por "avalancha". Esto es, al aumentar la altura, aumenta también el espesor de cada capa frontal (aunque no en forma lineal). Basándonos en las observaciones realizadas en dunas actuales por los autores arriba señalados y teniendo en cuenta que las capas frontales de estratos entrecruzados de la Formación La Colina varían entre 1 y 4 centímetros la altura mínima de las dunas sería superior a 1 metro.

En lo referente a la Formación De La Cuesta la dispersión de los valores de paleocorrientes es mayor, adquiriendo la proyección estereográfica un diseño cónico similar al observado en dunas barjanes.(Galloway y Hobday, 1983).

Depósitos de interduna (subfacies O₂)

Los depósitos de interduna reconocidos en este trabajo están compuestos por areniscas finas con muy escasas intercalaciones de limolitas. Las principales estructuras observadas son:



Foto 25 : areniscas con estratificación plana depositas probablemente en áreas de interduna. Formación La Colina. —

estratificación plana, laminación, estratificación entrecruzada de bajo ángulo y areniscas macizas. Estas rocas son separadas de las formadas en cuerpos de agua temporarios (facies P) caracterizados por la presencia de delgados y recurrentes niveles evaporíticos y una mayor participación de pelitas.

La estratificación plana ha sido descripta en áreas de in-

terduna por Collinson (1978), Mc Kee (1979), Reineck y Singh (1980) y Fryberger (1980) entre muchos otros. Su formación es probablemente debida a la acción de vientos fuertes (condiciones equivalentes a estratificación plana de alto régimen de flujo en sedimentos acuosos, Mc Kee, 1979). Sin embargo, al menos parte de la estratificación plana puede haberse depositado en la parte inferior de la cara de barlovento o bien en la cresta de las dunas, aunque en estos casos presenta un bajo potencial de preservación.

La laminación es frecuente en áreas de interduna y a menudo refleja la presencia de poblaciones bimodales. Polk (1968) y Taira y Scholle (1979) han considerado a las distribuciones bimodales como debidas a la alta movilidad de la fracción gruesa.

Fryberger et al (1979) han prestado especial atención a la estratificación entrecruzada de bajo ángulo formada en áreas de interduna y en mantos de arena ("sand sheet deposits"). Estos autores explicaron su formación como el resultado de la desaceleración del viento por pequeños cambios en la topografía o por la presencia de vegetación.

La concentración de nódulos de calcita es un rasgo importante de algunos niveles de areniscas macizas o con estratificación plana y pueden ser considerados probables horizontes de caliches fósiles producidos por evaporación de agua (Szigeti y Fox, 1981; Spalletti, 1979).

CARACTERISTICAS TEXTURALES DE LAS ARENISCAS EOLICAS

La distribución de la frecuencia granulométrica de estas psamitas fue estudiada mediante preparaciones petrográficas. En cada caso se midieron no menos de 350 clastos tomándose como tamaño mínimo mensurable el limo medio (30 micrones) de acuerdo a Spencer (1963) y Spalletti (1973). Para la obtención de la frecuencia granulométrica ponderal fue utilizado el método de corrección gráfica de Friedman (1958).

Tabla 3 : distribución de la frecuencia granulométrica de areniscas eólicas, parámetros estadísticos.

n	procedencia (Formación)	media ϕ	clas. granul.	selección °°	desv. std.
1	La Colina	2,6	aren. fina	1,23	0,60
2	La Colina	2,9	aren. fina	1,16	0,57
3	La Colina	2,7	aren. fina	1,25	0,65
4	La Colina	3,1	aren. muy fina	1,27	0,70
5	La Colina	2,5	aren. fina	1,18	0,59
6	De La Cuesta	2,7	aren. fina	1,14	0,54
7	De La Cuesta	2,9	aren. fina	1,19	0,60
8	De La Cuesta	2,8	aren. fina	1,20	0,61
9	De La Cuesta	2,7	aren. fina	1,23	0,61
10	De La Cuesta	3,0	aren. muy fina	1,17	0,57

°° índice de Trask

Los resultados obtenidos muestran gran similitud con los señalados por otros autores para areniscas de origen eólico (c.f. Moiola y Weiser, 1968; Folk, 1971; Allen, 1977; Ahlbrandt, 1979 y Chaudri y Khan, 1981). Especialmente en el valor de la media (entre 2,5 y 3,1 ϕ), en la buena selección de los clastos y en la falta sistemática de individuos mayores a los 2 milímetros.

Si se utilizan las técnicas propuestas por Visser (1969), el gráfico de distribución acumulativa muestra una única discontinuidad entre las poblaciones saltación-suspensión, generalmente

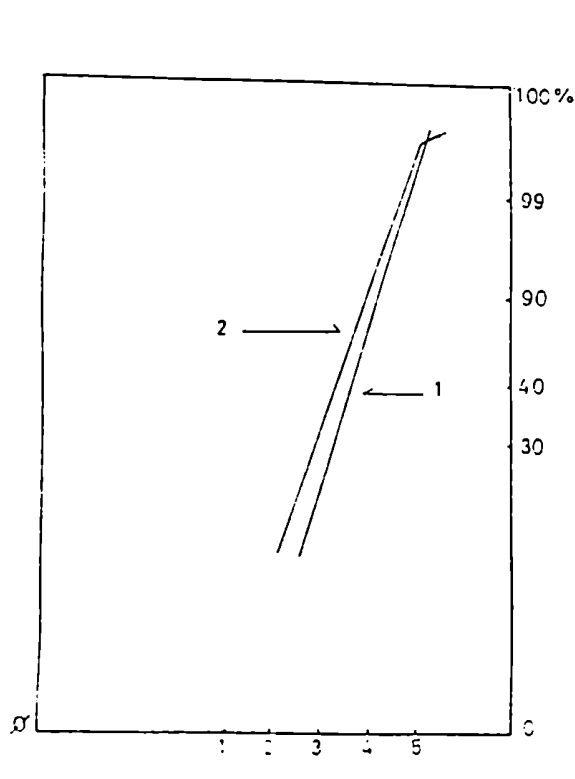


Fig 17: diagramas de truncamiento en areniscas eólicas de la facies 0. 1) sin material transportado por suspensión, 2) con material transportado por suspensión.

por encima de 3,5 ϕ . El segmento saltación tiene mayor selección e incluye por lo general a más del 98% de la muestra. Similares resultados fueron obtenidos por Visher (op cit) para eolianitas, aunque este investigador reportó una muy pequeña población de material transportado por tracción, la que no ha sido identificada en nuestro caso.

Paralelamente los parámetros estadísticos fueron utilizados para efectuar comparaciones entre las sedimentitas de origen eólico y aquellas de origen fluvial incluidas en la facies M. Para ello se utilizó el método de distinción textural propuesto por Friedman (1961: 521) y diagramas de truncamiento. Friedman (op cit) representó la media en función de la desviación standard de arenas finas y muy finas, obteniendo un gráfico dividido en tres campos: A- zona de arenas eólicas; B- zona de arenas fluviales y C- zona de mezcla.

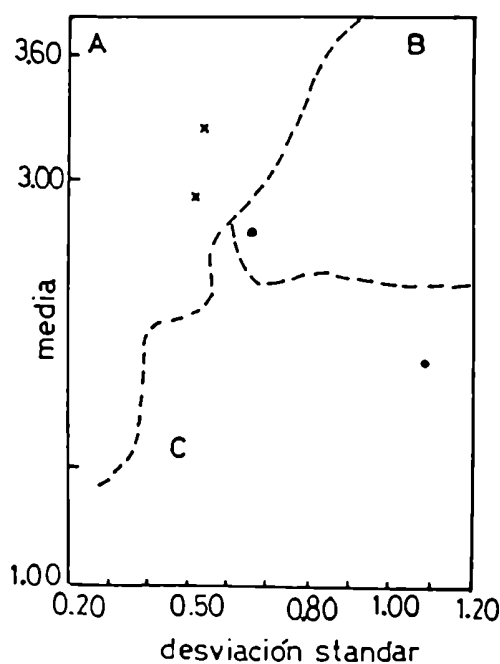


Figura 18 :
diagrama de distinción textural de Friedman (op cit),
las cruces corresponden a arenas de la facies O y los
puntos a areniscas de la facies M.

Los resultados obtenidos pueden verse en la figura 18. Allí las areniscas eólicas se ubican dentro del campo correspondiente, mientras que las fluviales se encuentran dentro de la zona de mezcla (una), en el campo fluvial (una) y la tercera no pudo ser representada debido a su tamaño de grano (demasiado grueso).

El análisis de la frecuencia acumulativa mediante diagramas de truncamiento provee un excelente sistema para separar nuestros dos grupos de areniscas. Las diferencias anotadas pueden verse en el siguiente cuadro.

Cuadro 8 : distribución de las distintas poblaciones de areniscas fluviales (facies M) y eólicas (facies O).

muestra	truncamiento	%saltación	%rolido	%suspensión
(facies)				
O	fino unicamente	más del 97%	0%	menos del 3%
M	fino y grueso	del 36% al 97%	0% a 64%	más del 4%

OTROS DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN LA CUENCA PAGANZO

Areniscas de origen eólico han sido repetidamente citadas para unidades pérmicas de la Cuenca Paganzo. Spalletti (1979) las ha descripto en la Formación Patcuía, conformando su facies e. El autor interpreta a las eolianitas principalmente como depósitos de interduna.

Limarino et al. (1984) las han descripto en la Formación Vallecito, parte septentrional de la Precordillera, y en la Formación Ojo de Agua.

Por último, Spalletti y Mazzoni (1975) describieron en el miembro medio de la Formación Los Reyunos (provincia de La Rioja) areniscas de origen eólico.

VII f. FACIES DE ARENISCAS FINAS, PELITAS Y EVAPORITAS (FACIES P)

Esta facies se encuentra sólo escasamente representada en las unidades estudiadas, pero su presencia en la Formación De La Cuesta es destacable y de significativa importancia para la determinación de las condiciones paleoclimáticas imperantes durante al menos parte del Pérmico.



Foto 26 : aspecto de la facies P en el Río Miranda, al norte de el puesto El Vallecito. Formación De La Cuesta.

La secuencia puede ser cómodamente estudiada sobre ambas márgenes del Río Miranda a unos 500 metros al norte de el puesto

El Vallecito donde alcanza un espesor de 60 metros. Al norte de el puesto La Dichosa se identificaron algunas intercalaciones carbonáticas correlacionables con estos depósitos, aunque conformando sólo delgados litosomas interestratificados en las facies O y N.

Por último, también aflora en la parte superior de la secuencia neopaleozoica que en inmediaciones del puesto Tres Piedras se encuentra formada por capas de calizas granosas alternantes con limolitas con un espesor superior a los 8 metros. Lamentablemente estos últimos afloramientos están parcialmente cubiertos por material de acarreo reciente y truncados por la discordancia angular que lo separa de la secuencia triásica (Formación Del Crestón).

En la figura 19 se muestra un perfil esquemático de la secuencia expuesta a lo largo del Río Miranda al norte del puesto El Vallecito.

Las rocas que conforman esta unidad muestran características litológicas y de estructuras sedimentarias similares a la facies N, de la que se distingue, sin embargo, por la presencia de abundantes, delgados y recurrentes niveles de naturaleza evaporítica. La alternancia de términos clásticos (areniscas y pelitas) y evaporíticos (yeso y calcita principalmente) imprimen a los afloramientos una coloración bandeada característica.

Estas sedimentitas se encuentran comúnmente asociadas a la facies N y O, tanto en sentido lateral como vertical, siendo el pasaje en todos los casos transicional. Es destacable la posición estratigráfica de esta facies, ya que al igual que la O se encuentra restringida a la parte superior de las secuencias analizadas;

como veremos luego esta posición sugiere la posibilidad de un importante control climático sobre la sedimentación.

LITOLOGIA Y ESTRUCTURAS SEDIMENTARIAS

Conforman esta facies dos grandes grupos de rocas, las silicoclásticas, más abundantes y de tamaño de grano fino (pelitas y areniscas) y aquéllas de origen químico (calcita y yeso principalmente).

Las areniscas son de color rojo ladrillo, se trata de arcosas finas y muy finas, estratificadas en bancos tabulares, delgados y muy delgados. La laminación ondulítica ligeramente desfasada es la estructura más común, aunque algunas capas laminadas y macizas fueron también observadas. El contacto inferior de los bancos psamíticos es por lo general plano o a lo sumo levemente ondulado, en ocasiones marcas de surco y punzamiento fueron observadas en la base de los bancos arenosos.


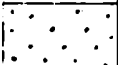
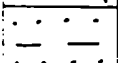
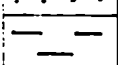

Por disminución en el tamaño de grano las areniscas pasan a limolitas, el pasaje es por lo general imperceptible y fueron identificadas numerosas areniscas limosas.

Los bancos de limolitas son también tabulares y sus contactos planos; la laminación y las capas macizas son las más frecuentes. Abundantes grietas de desecación se encuentran en el techo de estos estratos, las que suelen estar rellenas por calcita o yeso. En menor proporción fueron identificados cristales de arena, improntas de cristales y algunas marcas de vermes.







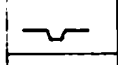
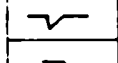
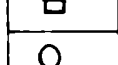
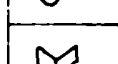
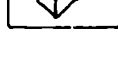
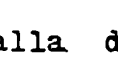
En lo que hace a los niveles de origen químico son de natu-

Referencias de la figura 19

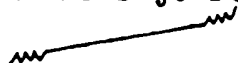
Litologías

	areniscas gruesas y sabulitas
	areniscas medianas y finas
	areniscas limosas
	pelitas
	evaporitas (yeso y calcita)

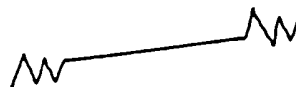
Estructuras sedimentarias

	estratíf. entrecruzada planar
	estratíf. entrecruzada en artesa
	estratíf. plana
	estratíf. ondulítica desfasada
	estratíf. ondulítica en fase o ligeramente desfasada
	laminación
	grietas de desecación
	marcas de surco
	estrías
	cristales de arena
	concreciones calcareas
	concreciones de yeso

Falla de bajo rechazo



falla de fuerte rechazo



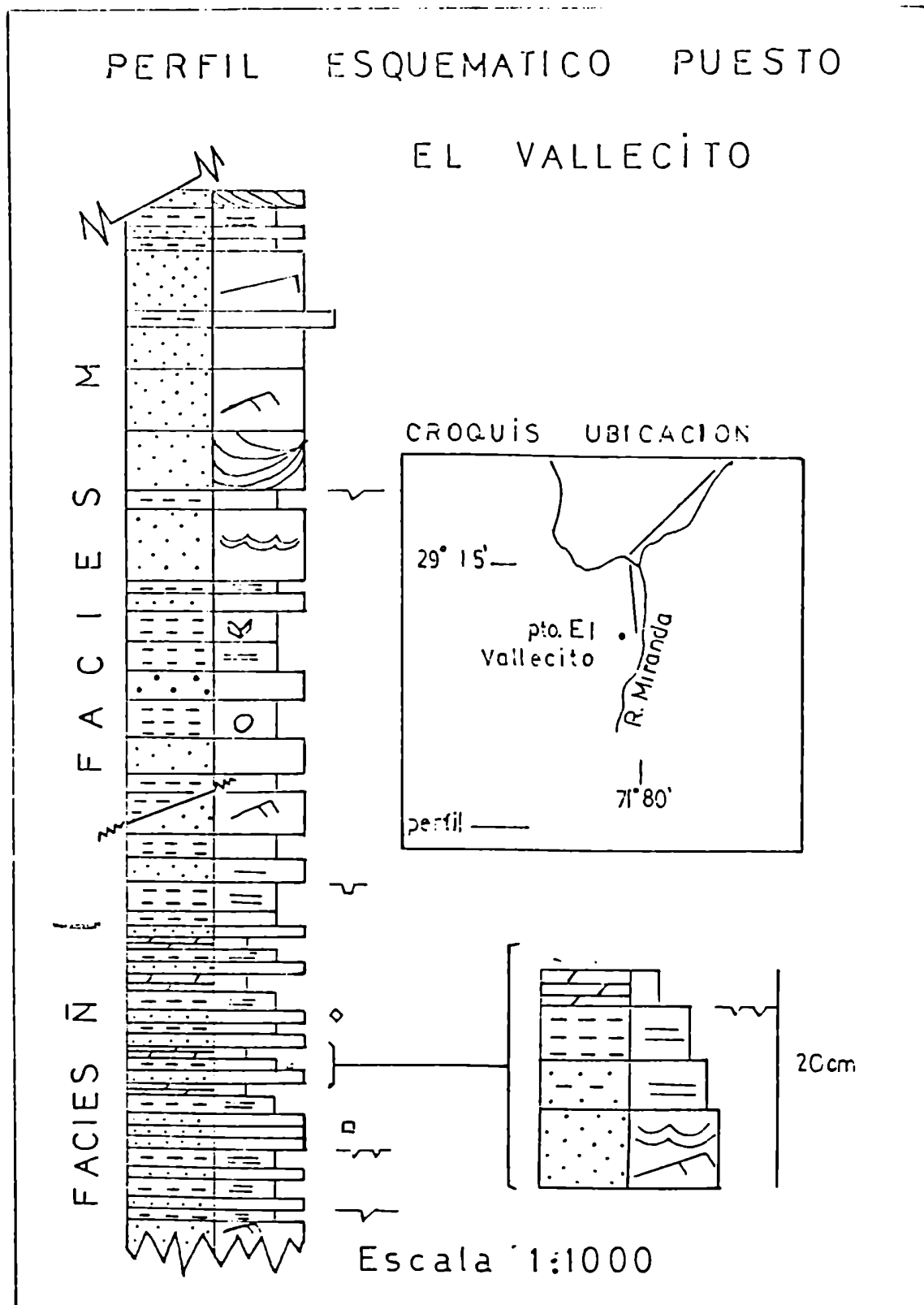


Figura 19

raleza variada y poseen características propias en cada perfil. En términos generales fue constatada la presencia de yeso y calcita, aunque no se descarta que estudios más detallados permitan detectar otros tipos de sales. Una mención especial merecen los niveles de calizas microgranosas muy bien cristalizadas observadas directamente al sur del puesto Tres Piedras.

Por último se señala la presencia de muy escasos conglomerados intraformacionales que se encuentran formados por clastos de pelitas. Estos conglomerados rara vez superan los 6cm de potencia y en ocasiones gradan imperceptiblemente a areniscas con clastos de pelitas dispersos en su base.

CICLICIDAD Y MEDICIONES DE PALEOCORRIENTES

El carácter fino de la estratificación y los frecuentes cambios verticales observados en la secuencia aflorante en el Afo Miranda han favorecido el estudio detallado de la ciclicidad utilizando las técnicas propuestas por Krumbein y Dacey (1969) y por Andreis y Bossi (1981) en nuestro país.

En principio, las litologías escogidas fueron seis: areniscas con estratificación ondulíticas, limolitas laminadas, areniscas limosas masivas, sal-limo (yeso o calcita impurificado con limo), conglomerados intraformacionales y superficies de erosión señaladas principalmente por marcas subestratales. Sin embargo, los dos últimos términos debieron ser descartados debido a la baja concentración de los conglomerados y a las dificultades de observación de marcas de erosión.

El análisis estadístico del resto de las litologías fue

realizado y sus resultados ilustrados en la figura 20; donde además de mostrarse el ciclo sintético obtenido se adelantan algunas conclusiones interpretativas (ver también capítulo discusión).

No han sido realizados estudios detallados de paleocorrientes en estas rocas.

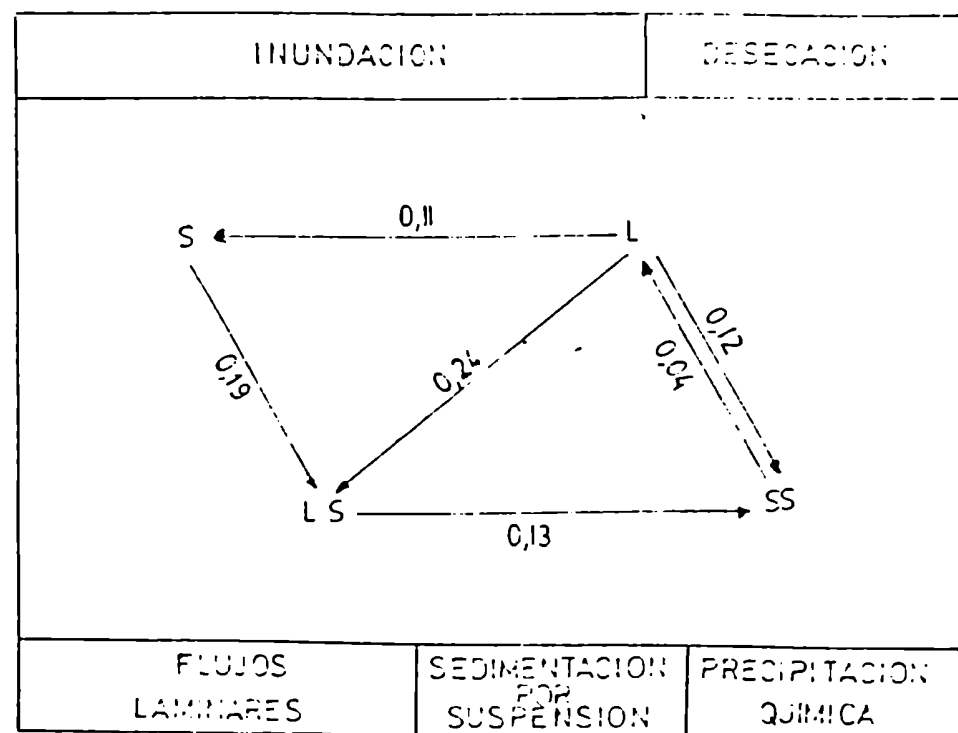


Fig. 20: Ciclo sintético obtenido de los estudios de ciclicidad realizados en la facies P. Referencias: S, areniscas con estratificación ondulítica; LS, arenisca limosa; L, areniscas laminadas y SS, limo-sal.

INTERPRETACION

El tamaño de grano fino y muy fino del depósito, el tipo de estructuras sedimentarias, la falta de paleocanales y sobre todo la reiterada presencia de niveles de evaporitas lleva a sugerir que estas rocas fueron formadas en cuerpos de agua temporarios, sujetos a una gran evaporación y a condiciones predominantemente oxidantes.

Se supone que "lagunas de playa de bolsón" fueron el marco geográfico en el que se depositaron los sedimentos ingresados a la cuenca lacustre luego de importantes precipitaciones. En base al mecanismo de transporte y depositación se sugiere que tres tipos de depósitos pueden ser reconocidos:

Tipo A: formado por corrientes tractivas, con flujos preferentemente laminares que ingresaron sedimentos desde las áreas elevadas adyacentes luego de grandes lluvias. Se incluyen en este grupo a las areniscas con estratificación ondulítica, a parte de las areniscas limosas masivas y a los muy escasos conglomerados intraformacionales.

Tipo B: formado por la depositación de material contenido en suspensión por el agua del lago. Limolitas laminadas principalmente.

Tipo C: formado por la precipitación química debido a la concentración de sales por evaporación. Yeso y calcita.

En todos los casos debe tenerse en cuenta la posible participación del viento en el transporte de materiales finos.

Se desea aclarar por último, que varios términos (a veces sutilmente distintos y en la mayoría de los casos totalmente equivalentes) han sido ordinariamente utilizados para describir

el tipo de depósito aquí estudiado en distintos países. La denominación de "laguna de playa de bolsón" es aquí empleada en sentido general para incluir a la mayor parte de ellos. Por ejemplo el término "playa lake" utilizado frecuentemente por los investigadores norteamericanos; "ephemeral saline lakes" de idéntico significado al anterior; "arid lakes" término amplio utilizado para incluir lagos efímeros y permanentes; "perennial saline lakes" empleado para cuerpos de agua más o menos permanentes; "inland sabkhas" utilizado frecuentemente en países del oeste de Asia y norte de Africa.

DISCUSION

Estas rocas presentan una gran importancia paleoclimática, pues como ya se ha señalado, fueron formadas muy probablemente en cuerpos de agua temporarios, sujetos a una importante evaporación. Es muy posible que su emplazamiento se haya producido en cuencas deprimidas con una red de drenaje centrípeto y si se tiene en cuenta la común asociación con la facies N de naturaleza eólica existe la posibilidad que cuerpos de dunas hayan flanqueado estas áreas.

El origen no marino de estos depósitos es sugerido por los frecuentes y recurrentes cambios litológicos en sentido vertical, por el carácter delgado de la estratificación, por la ausencia de fósiles marinos y por su estrecha asociación con facies de indudable origen continental (ver Handford et al., 1982).

Sucesivos ciclos de inundación y desecación (probablemente controlados por sutiles cambios climáticos) fueron identificados

en estas rocas (ver fig.20). Al respecto como lo señalara Collinson (1978) los términos clásticos y evaporíticos pueden corresponder a pequeños cambios estacionales, pues el ambiente de lagos de playa es sumamente sensible a cualquier variación ambiental.

El estado de inundación se encuentra representado por areniscas con estratificación ondulítica, areniscas limosas y algunos escasos conglomerados intraformacionales.

Las areniscas con estratificación ondulítica son interpretadas como depósitos laminares de creciente formados luego de grandes lluvias por corrientes tractivas en condiciones de bajo régimen de flujo. Estas areniscas son similares a la facies 3r descrita por Hubert y Hyde (1982) y considerada por estos autores el resultado de la depositación de arena por flujos laminares alrededor del sistema lacustre. Hardie et al. (1978) y Handford (1982) han descrito depósitos similares emplazados en extensas "sand flats", el área más externa del sistema de playa.

Las marcas de erosión observadas en la base de los estratos arenosos y las pistas de vermes en el techo de las pelitas son frecuentes en el registro geológico de lagunas de playa de bolsón. Su presencia es probablemente debida al elevado potencial de preservación (Tucker y Burchette, 1977), y al hecho de que el fango húmedo y plástico es un excelente recipiente para la formación de todo tipo de marcas y huellas (Collinson, op. cit.).

Las areniscas y los escasos conglomerados intraformacionales observados, señalan los estadios de mayor energía de las corrientes y el comienzo del período de inundación. En particu-

lar los clastos intraformacionales no necesariamente señalan corrientes altamente erosivas, pues pueden ser derivados de fragmentos de limos abarquillados fácilmente tomados aún por flujos poco competentes.

DEPOSITO	CONDICIONES DE FORMACION	EMPLAZAMIENTO	FASE
Areniscas con estratificación ondulítica	Flujos laminares de crecientes.	Externo	Inundación
Areniscas limosas masivas	Flujos laminares de crecientes muy distales.	y periferia	
Limolitas laminadas.	Sedimentación por suspensión	Parte intermedia	
Evaporitas (yeso y calcita)	Precipitación química	y central	Desecación

Fig. 21: Interpretación de los depósitos incluidos en la facies P

Las areniscas limosas masivas y sólo ocasionalmente laminadas son equivalentes, a la facies Ms (Hubert y Hyde, op. cit.) y probablemente representen flujos laminares, densos, muy distales.

Las partes centrales del sistema lacustre están representadas por limolitas laminadas y niveles evaporíticos. Las limolitas laminadas habrían sido sedimentadas por suspensión durante y aún luego de los períodos de máxima descarga. Sin embargo, Hubert y Hyde (op. cit.) han considerado a las limolitas laminadas formadas en áreas de "sand flats" por corrientes tractivas de muy bajo régimen de flujo. No obstante, en nuestro caso se cree más probable que el material haya sido sedimentado en las partes centrales del sistema lacustre, especialmente por su estrecha relación con los niveles evaporíticos (ver ciclicidad de la facies, pág. 194). Es más, en opinión de Collinson (op. cit.) en "lagos áridos" la fuerte disminución en la capacidad y competencia de la corriente que transporta los sedimentos al entrar al lago, produce que la mayor parte del material sea depositado por suspensión.

La litofacies evaporítica representa el estado de máxima desecación y fue formada por precipitación química al incrementarse la salinidad por efecto de la evaporación. La presencia de grietas de desecación y pistas de vermes es indicadora de muy probable exposición subaérea del depósito, y es factible que antes de iniciarse un nuevo ciclo de inundación el lago se haya encontrado en su mayor parte (o completamente?) seco.

Areniscas con estratificación plana de alto régimen de flujo son extremadamente raras en estas sedimentitas, como también lo son los canales distributarios descritos en estos ambientes por Handford (1982). Sin embargo, los canales pueden haber pasado inadvertidos debido a su muy pequeña profundidad y fino tamaño de grano (por lo general arenosos).

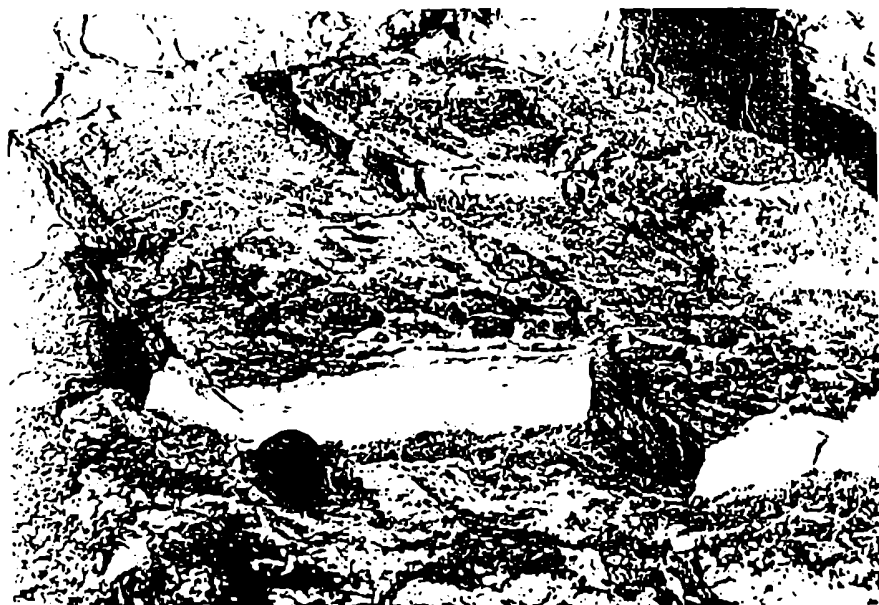


Foto. 27: Grietas de desecación rellenas parcialmente por yeso.

DEPOSITOS SIMILARES DESCRIPTOS EN OTROS SECTORES DE LA CUENCA PAGANZO.

En la Formación Ojo de Agua (Furque, 196), más precisamente en sus afloramientos de la Ciénaga de Huaco, Limarino et al. (1984) han descrito una delgada sucesión conformada por areniscas, pelitas y bancos de yeso muy similares litológicamente a la aquí tratada. Estos autores la consideraron como formada en pequeños cuerpos de agua sujetos a una muy importante evaporación.

Spalletti (1979) en su estudio sobre el paleoambiente de sedimentación de la Formación Patquía en la Sierra de Maz señaló

cue parte de las psamitas y limolitas alternantes incluídas en su facies sedimentaria "d" recuerdan a los depósitos ácueos de playas de bolsón aunque en este caso no incluyen en forma significativa niveles endógenos.

VIII ORIGEN Y PROBABLE SIGNIFICADO DEL COLOR DE LAS ROCAS PERMICAS. SU VINCULACION CON LOS PROCESOS FORMADORES.

Las rocas de las formaciones La Colina y De La Cuesta conforman una típica secuencia de "bancos rojos" depositada en un ambiente continental. Este tipo de rocas, conocido universalmente bajo la denominación inglesa de "red beds", ha llamado la atención de los investigadores desde principios de siglo, debido principalmente a su probable significado paleoclimático.

A continuación son discutidos diversos aspectos de las sedimentitas pérmicas aquí analizadas, todos ellos concernientes a las características del pigmento, su distribución y mecanismo de formación.

VIII a. CONSIDERACIONES PRELIMINARES

El origen y significado de las secuencias de "bancos rojos" ha sido uno de los temas más controvertidos y largamente discutidos en los estudios sedimentológicos. Tradicionalmente estas rocas fueron consideradas indicadoras de un determinado ambiente de sedimentación (continental), de especiales condiciones paleoclimáticas (muy húmedas tropicales) y hasta de complejos procesos diagenéticos. Sin embargo, probablemente éllas no aporten mayor información sobre los tópicos arriba señalados, si sólo es tenido en cuenta su color. Pero analizadas sus características dentro de un contexto geológico más amplio (litología de las sedimentitas incluidas, tipos de facies presentes, asociaciones de facies, etc) y correctamente interpretado el origen del pigmento, estas rocas pue-

den aportar una rica e interesante información sobre diversos temas.

Quizas, al menos en un principio, las controversias hayan surgido como consecuencia de la falta de una definición adecuada que caracterizara a estas rocas. Van Houten (1963) subsanó parcialmente este inconveniente cuando definió a los "red beds" como formados por areniscas, limolitas y arcilitas, en donde los clastos se encuentran inmersos en una matriz "marron rojiza" o cementados por óxido férrico "marrón rojizo". Esta definición parece restringir considerablemente el número de litologías comprometidas en las formaciones de bancos rojos; sin embargo, en líneas subsiguientes el mismo autor admite la posibilidad de que conglomerados, calizas y evaporitas puedan integrar localmente la secuencia. En síntesis, los "red beds" son secuencias sedimentarias, principalmente silico-clásticas, arenosas y/o pelíticas (aunque no siempre) que muestran como rasgo sobresaliente su intenso color rojo.

Nótese que en las definiciones precedentes no es tenido en cuenta el ambiente deposicional, pues si bien en su gran mayoría estas rocas fueron sedimentadas en cuencas continentales, también han sido encontradas en llanuras tidales (Paul y Franke, 1977), deltas Mc Bride (1974) y en depósitos marinos pelágicos (Franke y Paul, 1980).

Otro aspecto interesante a tener en cuenta, es que diversos estudios han demostrado que estas sedimentitas pueden formarse en distintas condiciones paleoclimáticas. Así fueron descritas en climas tropicales (derivadas de suelos lateríticos, por ejemplo Raymond, 1927; Krinine, 1949; 1950); en climas áridos, encontradas junto a

eolianitas y depósitos evaporíticos (Walken, 1967) e incluso indicando alta humedad asociadas a capas de carbón.

En síntesis distintas condiciones ambientales favorecen el desarrollo de procesos conducentes a la formación de los bancos rojos y por lo tanto éstos no pueden ser utilizados como un indicador específico de una determinada condición paleoambiental.

VIII b. ORIGEN Y DISTRIBUCION DEL COLOR

Para identificar la naturaleza del pigmento fueron realizados estudios petrográficos y de difracción de rayos X.

En la foto 28 se muestran clastos de areniscas de grano fino totalmente tapizados por una pátina de color rojo. Esta pátina ha sido frecuentemente reconocida en depósitos de "red beds" y en nuestro caso es en gran parte la responsable de la coloración que muestran las areniscas de las formaciones aquí analizadas. No obstante parches de este material pueden también estar presentes entre los clastos reemplazando parcialmente a la matriz y cemento.

En las pelitas el pigmento se encuentra finamente diseminado, formando una densa trama entre el limo y la arcilla; en este caso la tinción es mucho más homogénea y esto se traduce en el color rojo generalmente más intenso que presentan las rocas de grano fino. Esta particularidad, ya señalada por Van Houten (op cit) es en nuestro caso muy notable en las capas de conglomerados intraformacionales, las que muestran clastos de pelitas.

muy oscuros dentro de una matriz arenosa algo más clara.

En lo referente a los conglomerados y sabulitas, ellos presentan un color menos intenso (aunque de cualquier manera en ambas formaciones resultan rojos), debido a que los clastos mayores de 2 milímetros muestran sus superficies mucho menos tapizadas por



Foto 28: microfotografía de areniscas finas de la Formación La Colina. Observese el pigmento (hematita) rodeando a los clastos (A) y su falta en los contactos primarios (B).

material pigmentante, siendo el color impreso principalmente por la matriz.

Por último, los niveles de piroclastitas finas (chonitas) identificados en la Formación De La Cuesta (perfil de El Vallecito) muestran un color que varía desde el rojo al rosado; mientras

que las ftanitas y evaporitas no presentan mayormente pigmentación.

De lo dicho, se desprende que las psamitas y pelitas resultan las rocas más aptas para investigar la naturaleza del material que las colorea, ya sea formando parches en la matriz o tapizando la superficie de los clastos. Para ello se procedió a realizar algunos difractogramas de rayos X del pigmento, para lo cual las areniscas fueron desagragadas cuidadosamente y los clastos colocados en un agitador durante algún tiempo (en ocasiones días), al cabo del cual, parte de la patina se desprendió de la superficie de los granos.

Los difractogramas (ver tabla 4) han mostrado claramente la existencia de hematita, principal agente pigmentante de la mayoría de los "red beds" (Folk, 1960; Van Houten, 1963, 1973; Turner, 1974; Mc Pherson, 1980; Franke y Paul, 1980 entre muchos otros). Es destacable que Van Houten (1963) señaló también la presencia de gohetita y magnetita aunque bastante menos comúnmente y solo excepcionalmente en secuencias antiguas.

VIII-c. COMPOSICION MINERALOGICA Y QUIMICA DE LAS SEDIMENTITAS

Las areniscas que conforman estos bancos rojos son en su gran mayoría arenitas feldespáticas, con porcentaje de matriz que en general no supera el 10%. Se presentan bien a poco cementadas generalmente por carbonatos, material ferruginoso y menos comúnmente arcillas.

Desde el punto de vista de su granulometría varían desde muy finas a gruesas y al microscopio presentan contactos clásticos

generalmente tangenciales y solo ocasionalmente flotantes. Estas rocas pueden presentar una elevada porosidad.

La composición estimativa de los clastos de 10 areniscas puede verse en la tabla 5 . Los valores allí anotados representan únicamente una mínima parte de la unidad y son presentados al solo objeto de dar una idea más clara de las características mineralógicas de estas rocas.

d (Å)	mineral	d (Å)	mineral
10,15	illita	2,49	carbonato
6,41	feldespato	2,45	illita
5,57	feldespato	2,4	illita
5,02	illita	2,34	carbonato
4,90	illita	2,33	carbonato
4,26	cuarzo+illita	2,20	hematita
4,05	feldespato	2,19	carbonato
3,65	carbonato+feld.	2,19	carbonato
3,79	carbonato	2,154	illita
3,69	hemat.+feld.	2,17	carbonato
3,53	carbonato	2,034	illita
3,36	cuarzo+illita	1,947	carbonato
3,19	feldespato	1,912	carbonato
3,04	carbonato	1,857	carbonato
2,96	feldespato	1,849	carbonato
2,94	feld+illita	1,841	hematita
2,86	illita	1,832	cuarzo
2,70	hematita	1,816	hematita
2,64	feldespato	1,813	carbonato
2,52	hematita	1,804	illita
2,49	carbonato		
2,64	feldespato		
2,52	feldespato		

Tabla 4 : resultado de los difractogramas.

Cuarzo, feldespato, illita y caolinita conforman la mayor parte de las rocas de grano fino (limolitas y arcilitas), aunque cuando la cantidad de material piroclástico es importante también se observa analcima (ver Di Paola, 1972).

Una comparación entre los minerales de arcilla incluidos en la sección inferior del Grupo Paganzo (Formaciones Lagares y Agua Colorada) y las rocas aquí estudiadas, permite advertir un brusco aumento en la proporción de illita en las sedimentitas pérmicas.

Al respecto la illita es el mineral de arcilla más común en la mayoría de los bancos rojos y considerada en nuestro caso clástica producida por la meteorización de la roca granítica. Al respecto, la illita en bancos rojos puede ser considerada como indicadora de un bajo potencial de meteorización química (ver Chukhrov 1973).

Tabla 5 : composición de los clastos de 10 areniscas de las formaciones La Colina y De La Cuesta.

mineral	valor promedio	valores extremos
cuarzo	60%	(55%-80%)
microclino-ortosa	28%	(15%-42%)
plagioclasas	11%	(7%-25%)
micas	2%	(0%-3%)
epidoto-turmalina	1%	-
rut-gran-zircón	1%	-
matriz	5%	(2%-10%)

Otro interesante mineral de arcilla identificado en la Formación Patquía (una unidad totalmente equivalente a las pérmicas

aquí estudiadas) es la corrensita, un interestratificado de clorita-vermiculita (ver Teruggi et al, 1969). Este mineral ha sido reportado en bancos rojos (Schle, 1961 y Peterson, 1961), especialmente en aquellos vinculados a secuencias evaporíticas de edad pérmica y triásica. (Van Houten, 1963).

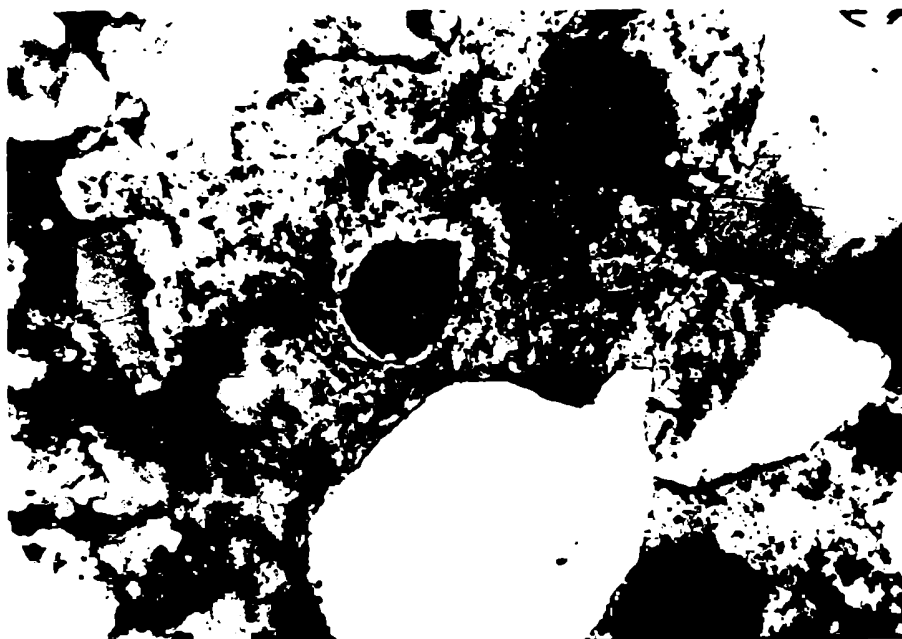


Foto 29 :arenisca fina Formación La Colina. Obsérvese la textura clástica flotante, el cemento es carbonático y a corroído intensamente a los clastos.

El contenido de hierro de veinte muestras pertenecientes a los bancos rojos (10) y a las secuencias no rojas (10) que conforman la sección inferior del Grupo Paganzo es mostrado en la tabla 6 .

Para los análisis fueron escogidas principalmente rocas de grano fino, areniscas finas, muy finas, limolitas y arcilitas. En el caso en que estos dos últimos tipos de rocas presentaran ele-

Tabla 6 : análisis del contenido de hierro de 19 muestras correspondientes al Grupo Paganzo.

muestra	Formación	color	granulom.	%Fe ²⁺	%Fe ³⁺	%Fe(t)
1	D.L.C.	rojo	aren. fina	0,17	1,19	1,38
2	D.L.C.	rojo	limolita	0,15	2,95	3,11
3	D.L.C.	rojo	aren. fina	0,10	1,37	1,48
4	D.L.C.	rojo	aren. fina	0,05	1,51	1,56
5	D.L.C.	rojo	limolita	0,10	1,69	1,80
6	D.L.C.	rojo	limolita	0,01	2,24	2,25
7	D.L.C.	rojo	aren. fina	0,04	1,86	1,90
8	D.L.C.	rojo	limolita	0,08	2,89	2,98
9	D.L.C.	rojo	aren. fina	0,01	1,00	1,01
10	D.L.C.	rojo	limolita	0,06	2,71	2,77
valor medio				0,08	1,94	2,02
11	A.C.	gris	limolita	0,22	3,28	3,53
12	A.C.	gris	limolita	0,30	2,67	3,00
13	A.C.	verde	aren. fina	0,90	1,71	2,71
14	A.C.	blanca	aren. fina	0,75	0,88	1,71
15	LAG	verde	aren. fina	1,68	2,19	3,87
16	LAG	verde	aren. fina	0,07	3,17	3,25
17	LAG	gris ob	arcil. ita	-	-	1,31
18	LAG	gris ob	arcil. ita	-	-	1,60
19	LAG	verde	aren. fina	0,02	0,74	0,76
valor medio				0,56	2,09	2,41

Referencias: D.L.C. Formación De La Cuesta; L.C. Formación La Colina; A.C. Formación Agua Colorada; LAG Formación Lagares. Todos los valores estan expresados en porcentajes.

vadas proporciones de materia orgánica no fue posible el cálculo de la cantidad de Fe^{2+} , Fe^{3+} .

La cantidad de Fe^{2+} es sensiblemente menor en las secuencias rojas, evidenciando claramente el ambiente oxidante que imperó durante su formación. La cantidad de Fe total es sólo ligeramente mayor en las formaciones Lagares y Agua Colorada.

Por último en lo que se refiere al Fe^{3+} , el contenido en ambas secciones del Grupo Paganzo es prácticamente el mismo, pero debe tenerse en cuenta que en el caso de los bancos rojos la mayoría del Fe^{3+} se presenta como hematita finamente dividida, esto es como hierro "libre" con un muy alto poder pigmentante.

En la figura 23 se representó el Fe (total) en relación al cociente $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, existiendo cierta tendencia de las rocas pérmicas a diferenciarse de las carbónicas, principalmente debido a su bajo porcentaje de Fe^{2+} .

VIII d. ORIGEN DEL PIGMENTO

Tres formas principales han sido postuladas para el origen de la hematita que produce el pigmento:

1) La más antigua supone al mineral generado primariamente en suelos rojos, bajo condiciones de gran precipitación y elevada temperatura; la hematita sería luego transportada como material clástico y redepositada para formar bancos rojos.

Este mecanismo de formación sustentado entre otros por Raymond (1927) y Krinine (1949; 1950) presenta algunas objeciones en nuestro caso. En primer lugar la observación de algunos cortes

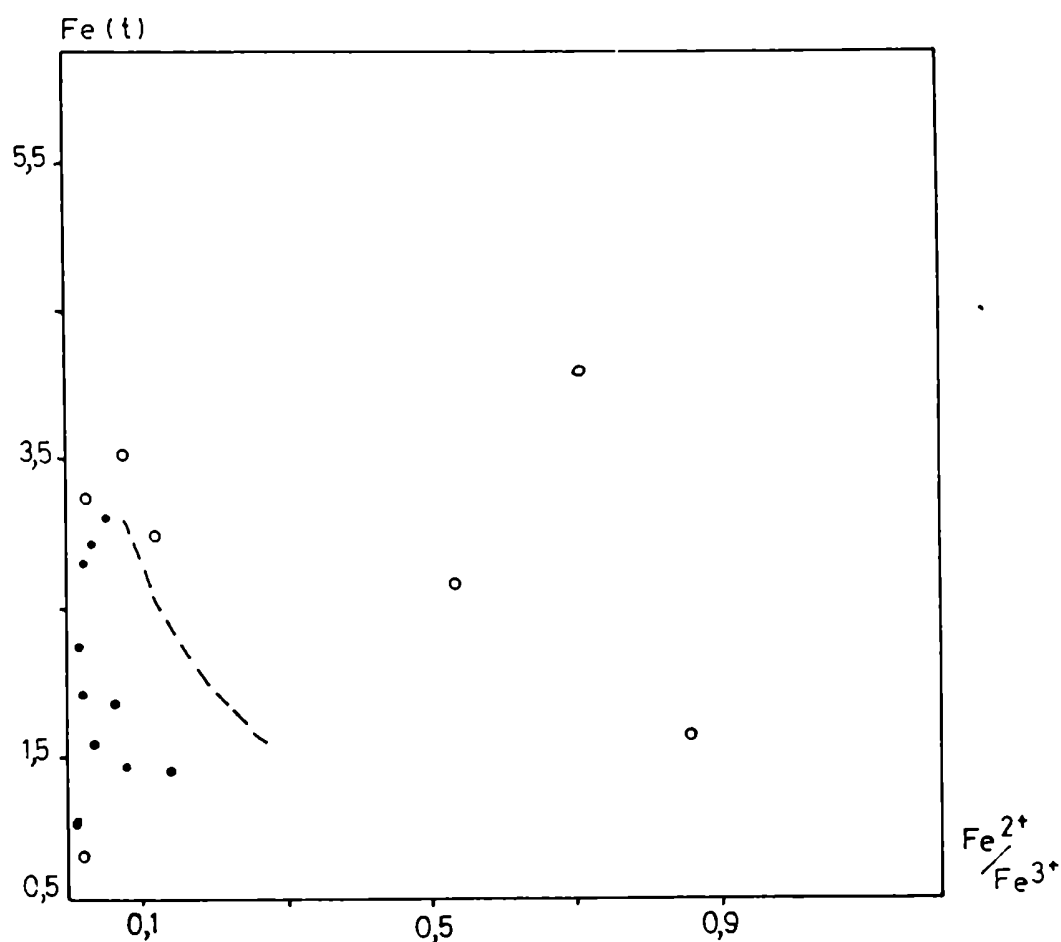
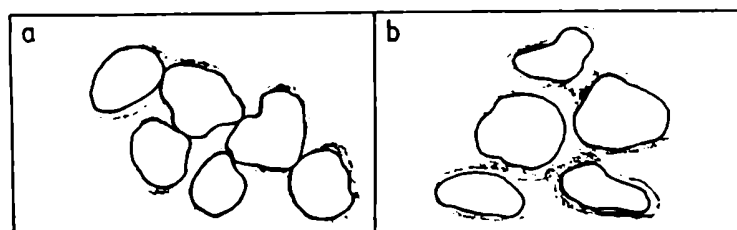


Figura 25: disposición de la película pigmentante en areniscas rojas. a.-película interrumpida en contactos primarios. b.-película no interrumpida (común en eolianitas).



Por otro lado, las condiciones climáticas postuladas por Krinine (op cit) corresponden a una elevada humedad. Sin embargo, ya se ha demostrado (ver Limarino y Spalletti, 1985) la existencia de gruesos depósitos de eolianitas y evaporitas durante el Pérmico, indicando claramente la presencia de un clima semiárido o árido durante la depositación de parte de los bancos rojos. No obstante, debe tenerse en cuenta que estas eolianitas aparecen generalmente en el techo de las unidades analizadas, no indicando necesariamente que la aridización se haya establecido a principios de la sedimentación del Grupo. Por el contrario, es muy probable la alternancia de estaciones secas y húmedas durante la formación de la parte inferior y media de los bancos rojos.

Los tipos de estructuras sedimentarias identificadas, también parecen sugerir la existencia de al menos una estación seca, en especial por la presencia de: grietas de desecación, improntas de cristales y cristales de arena.

Otras objeciones para el origen detrítico de la hematita también han sido encontradas por varios investigadores, principal-

mente referidas al color y estabilidad de los óxidos de hierro formados bajo climas tropicales. En especial porque el limo y la arcilla hallados en tales áreas es por lo general amarillo, marrón o gris y en ocasiones rojo (ver Walker, 1974). Por otro lado según Berner (1971) la hematita es relativamente rara en sedimentos actuales, siendo mucho más frecuente la limonita.

2) La segunda posibilidad plantea la alteración "in situ", post deposicional de silicatos y minerales de hierro, mediante la cual se produce la formación de óxidos hidratados de este elemento. Los óxidos por lo general amorfos, posteriormente se deshidratarían y darían lugar a la formación de hematita autigénica.

Esta hipótesis se diferencia de la anterior en que aquí la hematita no es de origen clástico y por el contrario es producida por la alteración intraestratal de ciertos minerales, usualmente en las primeras etapas de la diagénesis o en el suelo.

Este mecanismo es insuficiente por si solo para explicar la formación de toda la hematita debido a la baja cantidad de silicatos de hierro que presentan estas rocas. Por otro lado, las choninitas (formadas unicamente por material vítreo) presentan colores rojos, en algunos casos similares al resto de las pelitas; señalando una clara independencia entre la presencia de silicatos de hierro alterados y la pigmentación.

Una posibilidad alternativa es que el hierro provenga de los minerales de arcillas; si bien este es teóricamente factible, debe tenerse en cuenta que la naturaleza de las arcillas involucradas no parece sugerirlo. Además, las eolianitas, muestran un color rojo igualmente intenso al resto de la unidad y se encuentran en más de un 90% de los casos desprovistos de matriz.

Por otro lado, si se examina cuidadosamente el contacto entre la sección inferior y superior del Grupo, podrán observarse clastos intraformacionales de pelitas rojas dentro de areniscas rojas y sabulitas de color gris. Si realmente la coloración dependiera de la alteración in situ de silicatos de hierro y si se tiene en cuenta la mayor tendencia de los silicatos a ubicarse en la fracción arena, no es comprensible con facilidad la falta de color de las psamitas que contienen a los clastos de pelitas rojas.

3) Es por todo esto, que aquí se cree más probable la formación de hematita a partir de la deshidratación de óxidos hidratados de hierro de origen detrítico, producidos en su mayor parte por la ~~metasíntesis~~ ~~metasíntesis~~ del basamento en el área fuente dando minerales como : goethita, lepidocrocita y ferrohidrita o sea limonita. Estos óxidos hidratados de hierro serían luego transportados al área de depositación en forma de pequeñas partículas por la acción fluvial, o como delgadas películas pigmentantes firmemente adheridas a la superficie de los clastos por el viento; su posterior deshidratación produciría la formación de hematita.

Esta hipótesis explica fácilmente la pigmentación de las rocas piroclásticas, de las eolianitas y de todas aquellas desprovistas de silicatos de hierro alterados. Al mismo tiempo que admite la presencia de intraclastos pelíticos de color rojo ladrillo inmersos en psamitas o psamitas grises ubicados en la base de las formaciones pérmicas. En efecto ello puede ser explicado debido a la baja permeabilidad de las pelitas (que impidió la removilización del hierro) y al hecho de que la deshidratación

de la limonita ya había comenzado en las planicies de inundación de donde fueron erodadas.

VIII e. MECANISMO DE PIGMENTACION

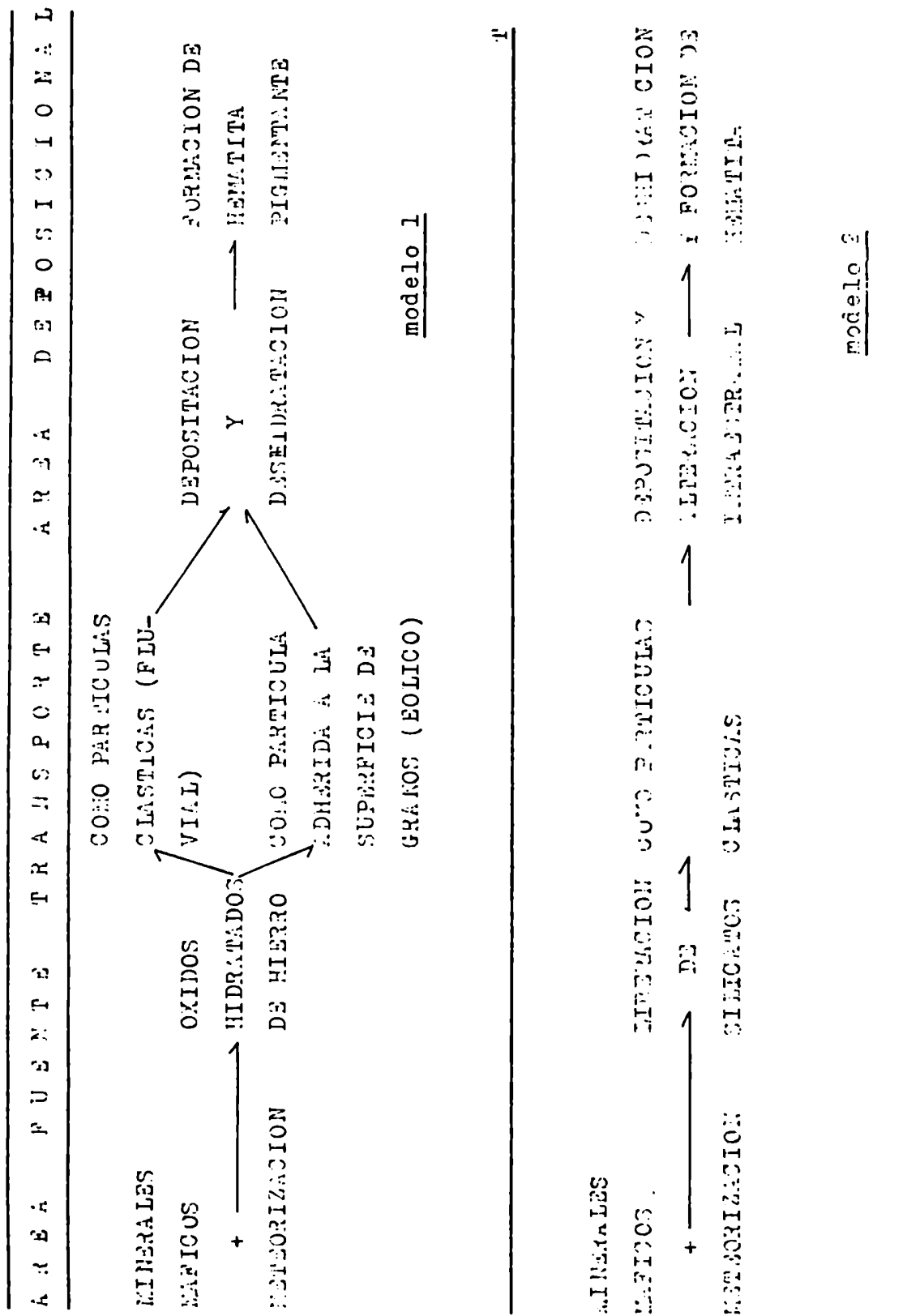
Como ya se ha discutido en el capítulo precedente la mayor parte de la hematita que pigmentó los bancos rojos, es interpretada como producida por la deshidratación de óxidos hidratados de hierro los que fueron transportados mecánicamente al área deposicional.

Localmente es muy probable la removilización postdeposicional de Fe^{3+} , la que produjo la falta de pigmento en algunos contactos primarios de clastos.

En la figura 26 se resume el mecanismo de pigmentación supuesto para las rocas que aquí nos ocupan (modelo 1); el modelo 2 hace alusión al proceso de pigmentación por alteración intraestratal de minerales máficos desarrollado sólo muy localmente (ver figura 26).

Por último, es interesante destacar que el proceso de pigmentación debió con toda probabilidad finalizar antes que la cementación y un incipiente crecimiento secundario disminuyeran drásticamente la porosidad; lo dicho parece estar corroborado por el examen microscópico de muestras que revela la existencia de películas pigmentantes incluidas por el crecimiento secundario.

Fig 26



modelo 2

IX ASOCIACIONES DE FACIES

En este capítulo son discutidas las principales asociaciones de facies observadas en la secuencia analizada. Al mismo tiempo, se intentan esbozar modelos deposicionales que permitan establecer las vinculaciones genéticas existentes entre las distintas facies sedimentarias, y a la vez provean un marco geográfico de referencia en el que encuentren cabida todos los depósitos descriptos.

IX a. ASOCIACION DE FACIES CARBONICAS

La información obtenida de los perfiles levantados y de la observación detallada en localidades críticas, han permitido reconocer tres asociaciones de facies, las que resultan evidentes y no necesitan el auxilio de técnicas estadísticas para su reconocimiento.

Si se representan los pasajes verticales observados en los distintos perfiles surgen las siguientes asociaciones de facies: A+B+C; B+E y C+B. A esta última y sobre la base de datos logrados en algunas localidades en donde no fueron levantados perfiles (por ejemplo Quebrada de Las Gredas-El Puma, Portezuelo Blanco etc) debe agregarse la facies D, resultando entonces C+B+D.

Modelo deposicional para la asociación A+B+C

Esta asociación de facies se encuentra muy bien representada en el ámbito de la Sierra de Sañogasta y en particular en las localidades de Pozo de Cortez, Aguada de La Desabrida y El Gaucho.

Incluye a sedimentitas de origen fluvial y lacustre que representan la etapa inicial del relleno de la cuenca carbónica, caracterizado por un alto coeficiente de sedimentación y una gran diferencia en el par sedimentario.

Los depósitos fanglomerádicos incluidos en la facies A, fueron formados en la mayoría de los casos directamente sobre el basamento granítico y evolucionaron rápidamente en sentido vertical a sistemas fluviales entrelazados proximales y distales. La no recurrencia de las secuencias de abanico y su pasaje a facies fluviales canalizadas sugiere una probable calma tectónica mientras ocurría un progresivo rebajamiento de las comarcas positivas.

Los cuerpos lacustres formados durante esta etapa debieron en gran parte su origen (como luego se discutirá) a las particulares condiciones paleoclimáticas imperantes en la región, pero también evidencian una constitución irregular de la cubeta deposicional en donde probablemente han existido pequeñas divisorias intracuencales. Hacia la finalización de esta etapa estos poco importantes rasgos positivos fueron eliminados totalmente y como se verá en el capítulo correspondiente tres subcuencas principales son delineadas en la región.

Modelo deposicional para la asociación B+C+D

Es muy probable que temporalmente esta asociación se haya formado en forma simultánea con la secuencia descrita anteriormente.

Estas rocas se encuentran muy bien expuestas en varias localidades de la Sierra de Famatina (Casa Blanca, Portezuelo de Los Berro, **Las Gredas**, etc.) pero un afloramiento de particular importancia es el de la Quebrada de Las Gredas pues en él los pasajes entre las facies pueden ser muy bien observados.

La existencia de condiciones extremadamente frías durante el comienzo de la sedimentación carbónica, es evidenciada por la presencia de depósitos de muy probable origen glacial incluídos en la facies D (presencia de diamictitas, clastos estríados, facetados, etc.), los que gradan vertical y lateralmente a secuencias lacustres (facies C) que por contener clastos caídos (cadilitos) y estar íntimamente asociados a las diamictitas son aquí considerados de origen glaci-lacustre.

Como resultado del inicio de la probable deglaciación e inestables condiciones paleoclimáticas, los lagos recibieron una importante cantidad de sedimento areno-pelítico, que se depositó en taludes inestables para luego ser removilizado en forma de corrientes de turbidez.

Dentro de este marco ambiental las secuencias de areniscas guijarrosas y areniscas gruesas que acompañan a las diamictitas de la facies D, pueden reconocer un origen fluvioglacial y haberse sedimentado en extensas planicies arenosas ("sandurs"). En este sentido deben tenerse en cuenta la presencia de clastos gro-

seramente pentagonales y la abundancia de estratificación plana y entrecruzada de bajo ángulo, formas estas típicas de las barras longitudinales que componen la mayor parte de los depósitos arenosos de "out wash".

Las condiciones sumamente húmedas favorecieron notablemente el crecimiento vegetal y fueron las principales responsables de los delgados depósitos carbonosos incluidos en la subfacies C₃. El desarrollo de una importante flora que incluía varias formas arborescentes hidro-higrófilas (principalmente licópsidas), tuvo lugar rodeando a los cuerpos de agua e inmediatamente sobre las diamictitas y areniscas guijarrosas, tal como es observado en la localidad de Casa Blanca. (ver Limarino et al, 1984).

Un progresivo mejoramiento climático llevó al desarrollo de facies fluviales entrelazadas, de naturaleza proximal primero y distal luego, incluyendo estas últimas algunos delgados depósitos de planicie de inundación con elementos de naturaleza hidro-a higromesófilos (abundantes Calamites sp).

Modelo deposicional para la asociación B+E

Estas rocas están profusamente distribuidas en el área analizada, ya que sus afloramientos se extienden por el norte desde la localidad de Casa Blanca (en la Sierra de Famatina) hasta mina Las Mellizas por el sur, en la Sierra de Sañogasta.

La asociación cubre transgresivamente a las precedentemente descritas y ocupa por lo general la parte media y superior de las formaciones Lagares y Agua Colorada. Su formación tuvo lugar en tres subcuencas perfectamente delimitadas siendo aún al-

to el coeficiente de sedimentación y sensiblemente menor la diferencia del par sedimentario. La completa ausencia de depósitos lacustres vinculados a estas rocas, es destacable y en opinión del autor indica la finalización de la etapa de deglaciación y una constitución morfológica mucho más regular e integrada del relieve (por desaparición de los pequeños umbrales intracuencales).

Un modelo de sedimentación fluvial con desarrollo alternado de cursos entrelazados, anastomosados y meandriformes es propuesto para estas rocas. El frecuente pasaje entre los tipos de ríos arriba señalados responde muy probablemente a variaciones en la descarga producidas por pequeñas alteraciones climáticas antes que por movimientos tectónicos.

Localmente los sistemas fluviales mostraron un importante desarrollo de formas pantanosas en la que tuvo lugar la formación de bancos de carbón, evidenciando un clima húmedo y un ambiente localmente reductor.

Sin embargo, hacia las partes cuspidales de las formaciones analizadas desaparecen por regla general los depósitos pantanosos reemplazados por secuencias areno-conglomerádicas de canal, indicando un cambio climático, o quizás, con mayor probabilidad pequeños movimientos tectónicos acaecidos en regiones externas a la aquí analizada durante el límite Carbónico-Pérmico.

I X b. ASOCIACION DE FACIES PERMICAS

Los siguientes tipos de asociaciones fueron identificados en estas rocas: L+M; M+N y N_1+O+P .

A continuación son descriptas sus principales característi-

cas y propuestos diferentes modelos deposicionales.

Modelo deposicional para la asociación L+M.

Ubicada generalmente en los tramos inferiores y medios de las unidades analizadas, esta asociación de facies es bastante frecuente, tanto en la Sierra de Sañogasta (por ejemplo Pozo de Cortez) como en la de Famatina (por ejemplo Casa Blanca).

Eventualmente (perfil de Aicuña) puede agregarse una tercera facies (K) resultando entonces L+LL+K, pero la distribución areal de esta última es muy restringida y por lo tanto su presencia no tiene mayor significado a nivel regional.

Justamente un aspecto interesante de las unidades pérmicas es la muy escasa participación de sedimentos generados en áreas de abanicos aluviales. Su exigua presencia podría estar indicando una baja diferencia topográfica entre las cubetas deposicionales y las áreas positivas, encontrándose éstas últimas en continuo retroceso bajo condiciones tectónicamente estables. Prueba de lo señalado es el carácter marcadamente transgresivo y concordante que guardan las formaciones De La Cuesta y La Colina sobre las sedimentitas carbónicas.

Sistemas fluviales entrelazados son solo frecuentes en la base de los perfiles analizados y raramente recurrentes. Estas rocas fueron formadas en condiciones de menor energía que sus equivalentes carbónicas (facies B y D), prueba de ello es que frecuentemente incluyen delgadas intercalaciones pelíticas depositadas en pequeñas planicies de inundación que se desarrollaron en

forma bastante inestable durante esta etapa de la sedimentación.

Verticalmente estos depósitos evolucionaron, a menudo en forma gradual, a secuencias de origen meandriforme generadas bajo condiciones de menor energía cinética.

Con esta asociación se produce un importante y definitivo cambio en las características físico-químicas del ambiente deposicional, ya que las condiciones húmedas, reductoras y localmente ácidas que privaron durante buena parte de la sedimentación carbónica (recuérdese la preservación de abundantes restos vegetales y de bancos de carbón) fueron rápidamente reemplazadas por un ambiente netamente oxidante, más seco y probablemente más alcalino que se mantuvo hasta el final del ciclo sedimentario Pérmico.

Este cambio refleja el establecimiento de nuevas condiciones climáticas (ver capítulo consideraciones paleoclimáticas), especialmente si es tomada en cuenta la amplia distribución de los estratos rojos en la Cuenca Paganzo. Sin embargo, es también posible, que la sensible disminución en el ritmo de sedimentación observada en esta etapa haya influido en el establecimiento de las nuevas condiciones.

Modelo deposicional para la asociación M+N

Es la más común de las que componen las formaciones La Colina y De La Cuesta hallándose presente en prácticamente todos los perfiles.

Por regla general esta asociación presenta en su base una mayor participación de depósitos de canal (incluidos en la facies

M), pero hacia los términos cuspidales éstos se presentan en una muy baja proporción (parte de la facies M y facies N). Esta variación evidencia progresivo decrecimiento en la energía de las corrientes fluviales y el comienzo de la participación de otros procesos sedimentarios (por ejemplo el eólico).

La formación de estas rocas tuvo lugar en un estado maduro del paisaje, caracterizado por una escasa pendiente regional y una baja tasa de sedimentación.

En este marco geográfico ríos con cauces migratorios lateralmente surcaron amplias planicies de inundación, las que fueron invadidas periódicamente por crecientes no encauzadas, similares a los flujos laminares de crecientes típicos de zonas áridas.

Una vez cesado el estado de inundación se implantaron en los sectores más bajos cuerpos de agua, pequeños y pandos, los que fueron sometidos a una gran evaporación resultado de la cual se formaron los primeros niveles evaporíticos.

Paralelamente en los sectores permanentemente mergidos las condiciones subaereas se prolongaron por bastante tiempo y dieron lugar al desarrollo de suelos (tipo caliche ?). Estas áreas se encontraron parcialmente vegetadas y han brindado restos de la flora de *Glosopteris* como los encontrados en la Aguada de La Desabrida (ver Limarino y Césari, 1985).

Vale agregar que esporadicamente la acción eólica pudo también haber transportado y depositado sedimentos.

Modelo deposicional para la asociación $N_1 + P + O$

Esta asociación fue formada bajo condiciones desérticas o

semidesérticas que cubrieron una amplia área de la Cuenca Paganzo durante parte del Pérmico (ver capítulo consideraciones paleoclimáticas y figura 29).

La sedimentación eólica alcanza durante esta etapa su clímax y extensos depósitos de duna e interduna cubrieron buena parte no solo del Sistema del Famatina sino también de la Cuenca Paganzo (ver figura 29). La acción fluvial fue en este caso mínima, y esta representada por pelitas y areniscas de la subfacies N_1 , formadas como respuesta a esporádicas crecientes conformando en algunos casos verdaderos depósitos de "wadi".

Al menos parte de las aguas de estas crecientes (y eventualmente el aporte de la freática) formaron espejos de agua poco profundos, probablemente endicados por barreras topográficas, cuerpos de dunas o resultado de una red de drenaje centrípeta. Allí se formaron las secuencias clásticas-evaporíticas (facies P) reconocidas en el Río Miranda y las calizas que coronan la secuencia pérmica del puesto Tres Piedras.

El paisaje resultante puede ser descripto como maduro, caracterizado por una muy baja pendiente regional y un pequeño coeficiente de sedimentación. Sin embargo, localmente se desarrollaron algunas áreas de mayor humedad y en ellas prosperaron los restos de coníferas encontrados en Los Colorados de Patquía (ver Césari y Limarino, 1984).

X. MODELO DE RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA

X a. UBICACION RELATIVA DEL SISTEMA DEL FAMATINA DENTRO DE LA CUENCA PAGANZO

Uno de los aspectos más interesantes en el estudio de las rocas incluidas en el Grupo Paganzo es la conformación de la cuenca donde estas sedimentitas fueron depositadas. Varios trabajos se han ocupado circunstancial o específicamente de este tema y en la actualidad se puede tener una idea bastante acabada del contorno estructural de la cuenca.

Al respecto son destacables los trabajos de Azcuy y Morelli (1970 a y b) y Salfity y Gorustovich (1981,1983); quienes han delineado los límites cuencales, las principales dorsales y depocentros.

En particular Azcuy y Morelli (1970 b) definieron el contorno de la cuenca e identificaron, sobre la base de características sedimentarias y geotectónicas, distintos ambientes deposicionales . De acuerdo al esquema trazado por estos autores la región objeto del presente estudio queda incluida dentro de los ambientes "central" y "del Famatina". De esta manera las sierras de Sañogasta y Vilgo conformaron una elongada faja deposicional (no exenta de zonas positivas) limitada al este por el arco del Velazco y al norte por el arco de la Puna, quedando abierto su flanco austral y occidental. (ver Salfity y Gorustovich, 1983).

A continuación se realizan algunas consideraciones sobre

la conformación paleogeográfica de la región que incumbe a este trabajo, reconociendo tres "áreas deposicionales" principales a las que se ha denominado informalmente:

- área deposicional de Amaná-Los Colorados
- área deposicional de El Gaucho-Agua de Adentro
- área deposicional del Famatina

La distribución de estas áreas y sus límites puede verse en la figura 28 .

X b. AREA DEPOSICIONAL DE AMANA-LOS COLORADOS

Esta área ocupa el sector austral de la Sierra de Sañogasta y se prolonga hacia el sur aún fuera de la región estudiada incluyendo también muy probablemente los afloramientos de Paganzo.

Por el norte se encuentra limitada por la "dorsal de los Altos de la Desabrida", siendo el borde de cuenca en este sector fácil de seguir desde Pozo de Cortez hasta Las Gredas, pues se encuentra marcado por depósitos de abanicos aluviales (facies A) y por la presencia de bancos rojos pérmicos apoyados directamente sobre el basamento cristalino.

Desde Las Gredas y hacia el este es difícil determinar con precisión hasta que punto se extendía la cuenca carbónica, pues los afloramientos se encuentran distribuidos en forma aislada y parcialmente cubiertos. Sin embargo, es muy probable que a la altura del Valle de Vilgo la cubeta sufriera una pequeña inflexión y torciera algo más hacia el norte.

En el ámbito de la Sierra de Los Colorados el límite fue ubicado tentativamente poco al norte de la Mina San Antonio, torciendo luego hacia el sudeste al chocar contra el área positiva representada por la Sierra de Velazco. Es destacable que en este sector se encuentran los únicos afloramientos carbónicos apoyados sobre el faldeo occidental de dicha sierra.

El límite oriental se encuentra bien definido a la altura del punto 21 (ver figura 28), donde los estratos rojos pérmicos se apoyan directamente sobre el basamento cristalino. Por el contrario el límite occidental es totalmente incierto debido a que los sedimentos carbónicos se encuentran cubiertos.

Desde aproximadamente la latitud de Aguada de La Desabrida y de acuerdo a datos de paleocorrientes, la cuenca sufre una rápida profundización hacia el sur; estimándose en el área de Los Colorados de Patquía una pendiente regional hacia el sudoeste, lo que es coincidente con lo señalado por Amos y Zardini (1962).

Sin embargo, en este sector Salfity y Gorustovich (op cit) han supuesto una profundización de la cubeta hacia el sur, colocando a la mayor parte de la Sierra de Sañogasta como una barrera positiva que flanqueaba la sedimentación por el oeste. Esta interpretación es contrapuesta a las mediciones de paleocorrientes aquí obtenidas, las que señalan que el "área deposicional" Amán-Los Colorados" estuvo abierta hacia el sudoeste. Por otro lado, la indudable presencia de afloramientos carbónicos (asignados a la parte inferior del Grupo Paganzo) en el área del Cerro Blanco (ver Azcuy y Morelli, 1979), avala la interpretación aquí sugerida pues marcan la prolongación hacia el oeste del área de depositación.

Desde el punto de vista sedimentario y teniendo en cuenta algunas pequeñas diferencias observadas, dos sectores pueden ser diferenciados en esta subcuenca. El oriental que se extiende desde la Sierra de Los Colorados hasta ligeramente al este de Amaná, se caracteriza por la ausencia o escasez de depósitos fanglomerádicos y por la abundancia de pelitas muy carbonosas (facies A y E respectivamente) explotadas para la obtención de caolín (por ejemplo Mina Alberto y Antonio; Sonia; Bum Bum; Los Ranchos; "Margarita"; Las Mellizas; La Banderita etc.).

El sector occidental, algo más reducido arealmente, por el contrario muestra delgados y muy escasos niveles de pelitas, estando bien representados aquí los depósitos generados en áreas de abanicos aluviales (por ejemplo Pozo de Cortez y Aguada de La Desabrida).

X. c. **AREA DEPOSICIONAL DE EL GAUCHO-AGUA DE ADENTRO**

Ubicada en la parte central de la Sierra de Sañogasta, esta "área" es la más pequeña de las aquí analizadas. Se trata de una estrecha cubeta sedimentaria con su eje orientado aproximadamente en dirección este-oeste.








Por el sur se encuentra separada del "área de Amaná-Los Colorados" por los "altos de la Aguada de La Desabrida", estando particularmente bien representado el borde de cuenca a la altura del puesto de El Gaucho (y más al sur), donde se observa un potente fanglomerado cerca de la base del Carbónico (ver foto 31).

Por el norte su límite es bastante más incierto debido a

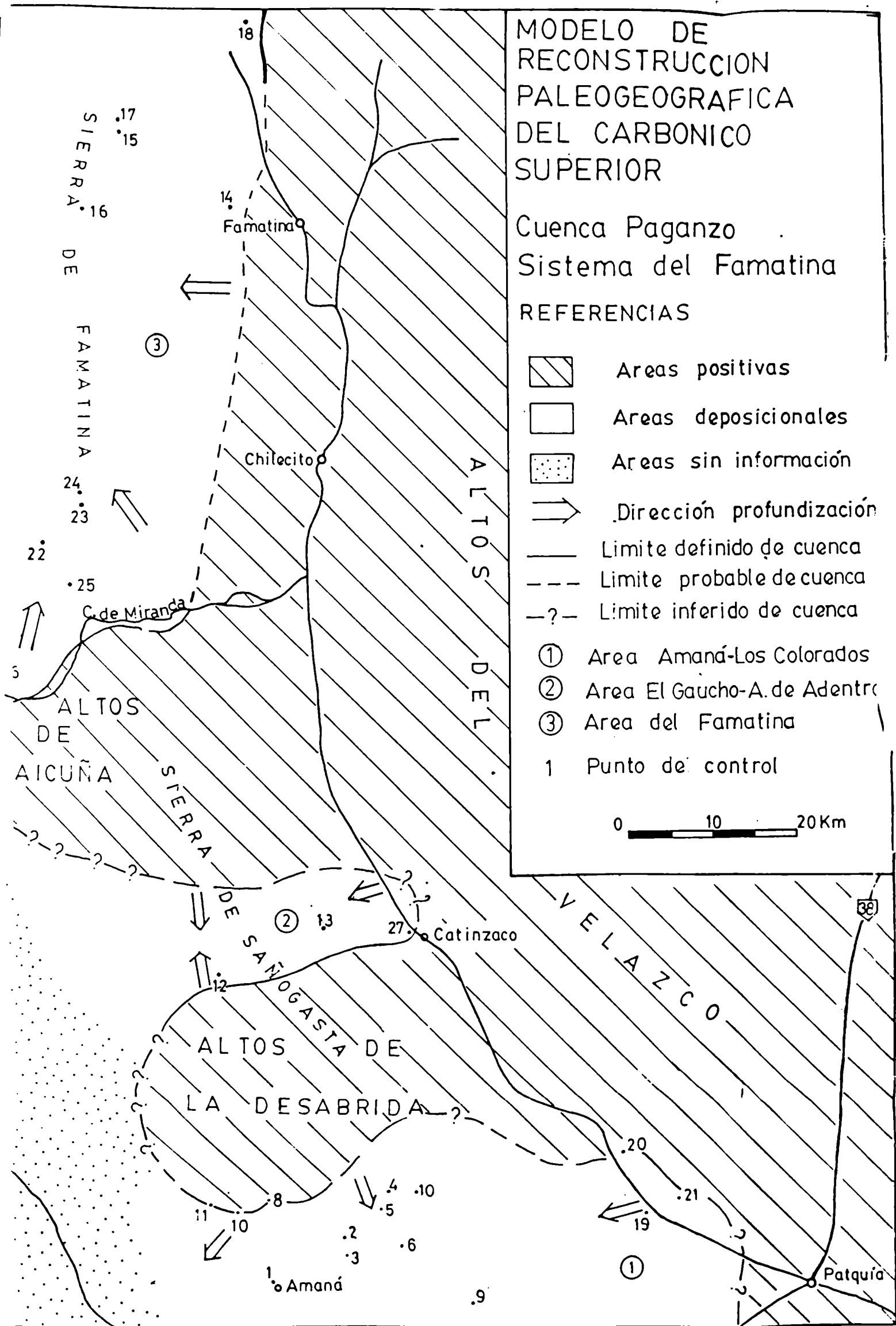
MODELO DE RECONSTRUCCION PALEOGEOGRAFICA DEL CARBONICO SUPERIOR

Cuenca Paganzo
Sistema del Famatina

REFERENCIAS

-  Areas positivas
-  Areas deposicionales
-  Areas sin información
-  Dirección profundización
-  Limite definido de cuenca
-  Limite probable de cuenca
-  Limite inferido de cuenca
- ① Area Amaná-Los Colorados
- ② Area El Gaucho-A. de Adentro
- ③ Area del Famatina
- 1 Punto de control

0 10 20 Km



Puntos de control: mapa de reconstrucción paleogeográfica

1	Amaná	21	Extremo sur Velazco
2	M. Margarita	22	Pto. El Vallacito
3	M. Las Mellizas	23	Pto. La Pampa
4	Los Ranchos	24	Pto. La Cienaga
5	Agua Quemada	25	Pto. Primera Agua
6	Las Torres	26	Extremo SO Potrero Alto
7	Bum Bum	27	Aflor. de Catinzaco
8	Las Gredas		
9	M. Sonia		
10	Ag. Desabrida		
11	Pozo de Cortez		
12	El Gaucho		
13	Agua de Adentro		
14	Q. de Las Gredas		
15	Casa Blanca		
16	P. Blanco-Los Berros		
17	Agua Colorada		
18	Q. de Paimán		
19	M. Alberto y Antonio		
20	M. San Antonio		

que gran parte de las capas paleozoicas se encuentran cubiertas, sin embargo con toda probabilidad no supere los 29° 30' de latitud.

Es probable que esta subcuenca resultara algo asimétrica con su pendiente más empinada en el sector austral.

XI d. AREA DEPOSICIONAL DEL FAMATINA

Se ubica en la porción noroeste de la región aquí analizada y se prolonga hacia el oeste a lo largo del faldeo occidental de la Sierra de Famatina. Probablemente esta "área" fue la que estuvo sujeta a mayores coeficientes de sedimentación y a una más importante subsidencia resultado de la cual se acumularon los mayores espesores de sedimentos carbónicos reconocidos en la región.

El límite oriental de la subcuenca fue ubicado a lo largo de una línea imaginaria que se dispone poco al este de los ocre hematíticos de la Quebrada de Paimán, de los conglomerados de Las Gredas-El Puma y de los mantos carbonosos ubicados cerca del pueblo de Miranda.

En los tres casos es evidente un progresivo adelgazamiento de las capas carbónicas en dirección al borde de cuenca.

Su extremo sur se encuentra bien delimitado por los delgados afloramientos ubicados al norte del Río Miranda, cerca del pueblo homónimo y en el faldeo sudoeste del Cerro Potrero Alto. Con gran probabilidad la sedimentación carbónica no alcanzó los Cerros de Aicuña, donde el Pérmico se apoya mediante un fanglomerado sobre el basamento.

Por el oeste, como ya se ha señalado, la cubeta rebasa los

límites del presente trabajo y se extendió casi seguramente hasta los 68° (afloramientos carbónicos de Las Pircas) sin descartar que se prolongara aún más hacia occidente conectándose con la cuenca de Villa Unión (Sierra de Mas).



Foto 31 : fanglomerado de El Gaucho, señalando la posición de la antigua dorsal que separó las "areas deposicionales" de El Gaucho-Agua de Adentro y Amaná-Los Colorados durante el Carbónico superior.

Esta subcuenca presenta sutiles diferencias con las previamente descriptas si es tenida en cuenta la naturaleza de los sedimentos depositadas en ella.

En efecto, existe mayor proporción de capas de carbón como

Las registradas en Casa Blanca, cerca del Río Miranda y en Las Pircas. Por otro lado se ha registrado la presencia de potentes diamictitas en la Quebrada de Las Gredas-El Puma, rocas estas no observadas en las otras dos "áreas".

Sin embargo, las diferencias señaladas son mínimas y lejos de indicar una historia geológica distinta para cada una de las tres subcuencas, llevan a sugerir condiciones ambientales similares durante el Carbónico superior.

X e. EVOLUCION DE LAS AREAS DEPOSICIONALES DURANTE EL PERMICO

Siguiendo con la tendencia iniciada ya durante el Carbónico los umbrales que limitaban las tres "areas", fueron objeto de un lento pero progresivo rebajamiento cuyo resultado fue una retracción generalizada de las zonas positivas y el traslapamiento de las capas pérmicas sobre el basamento cristalino.

Más aún, es muy probable que hacia fines de la sedimentación del Grupo Paganzo las tres subcuencas hayan perdido su identidad como tales y las áreas positivas de La Desabrida y Aicuña prácticamente desaparecido.

Sin embargo, esta situación no aconteció con el arco del Velazco, el que muy probablemente controló por el este la sedimentación neopaleozoica hasta su finalización.

XI CONSIDERACIONES PALEOCLIMATICAS

Es una característica propia de las secuencias continentales el estar fuertemente influenciadas, en mayor o menor medida, por las condiciones climáticas imperantes durante su depositación.

Las rocas incluidas en el Grupo Paganzo, lejos de ser una excepción, fueron fuertemente influenciadas por las distintas contingencias climáticas por las que atravesó el Sistema del Famatina durante el eopaleozoico.

Al producirse la etapa inicial del relleno de la cuenca, condiciones frías, glaciares, son evidenciadas por la presencia en la Sierra de Famatina de diamictitas (muy probablemente tillitas) como las observadas en la Quebrada de Las Gredas-El Puma. Estas diamictitas además exhiben clastos facetados y estriados que, aunque no muy abundantes, indican claramente particulares condiciones ambientales.

Junto a estas rocas se encuentran depósitos lacustres, formados parcialmente por corrientes de turbidez. Los mismos están ampliamente distribuidos ocupando una similar posición estratigráfica en varias unidades carbónicas de la Cuenca (ver Azcuy y Morelli, 1970; Cuerda y Furque, 1981; Andreis y Bossi, 1981; Ortiz y Zambrano, 1981; Limarino y Morelli, 1982 y Limarino et al, 1984). Este emplazamiento generalizado de cuerpos de agua probablemente contemporáneos, es indicador, al menos en forma indirecta, de peculiares condiciones ambientales, en especial si es tenido en cuenta que incluyen clastos transportados por balsaje. Estos cadilitos no están conectados espacialmente a restos orgánicos, por

lo que se supone fueron llevados al interior de la cuenca lacustre por masas de hielo.

Por otro lado, el desarrollo de corrientes de turbidez lacustres se ve a menudo favorecido en climas fríos y glaciares; debido a la alta provisión de sedimentos finos y a la variable cantidad de material transportado al lago según la época del año. De esta manera se favorece el desarrollo de corrientes de fondo ("underflows"), frecuentemente responsables de la formación de turbiditas en estos ambientes (Gustavson, 1975 y Sturm y Matter, 1978).

Otro aspecto interesante es la presencia de concreciones tipo marlekor sistemáticamente asociadas a los depósitos lacustres. Aunque estas estructuras fueron consideradas en un principio indicadoras de condiciones glaciales, su origen diagenético y su existencia en secuencias formadas bajo condiciones climáticas muy distintas, les ha restado credibilidad como indicadoras paleoambientales (ver Spalletti, 1973). Sin embargo, su frecuente presencia en depósitos glacialacustres de todo el mundo es innegable y probablemente se deba a la fina estratificación (laminación) que a menudo muestran estos sedimentos. Esta estructura favorece la circulación y redeposición intraestratal de carbonato de calcio.

La edad de esta etapa, al menos en el Sistema del Famatina, se encuentra bien acotada por la abundante micro y megafloera encontrada en facies lacustres de la Formación Agua Colorada y corresponde al Carbónico superior. Además se cree probable que las condiciones descritas hayan seguido a un clima frío más riguroso (glacial), que fuera ya del área en estudio produjo la formación

de pavimentos estriados durante el Carbónico (Gonzalez, 1981), de depósitos glacimarininos (Lopez Gamundi, 1983) y de gruesas diamictitas más otras evidencias de glaciación en la Cuenca Central Patagónica.

Un progresivo mejoramiento climático hizo que las condiciones frías fueran pronto reemplazadas por temperaturas más benignas.

Elevada provisión de agua y alta humedad ambiente, es sugerida por los muy abundantes depósitos fluviales con alta tasa de sedimentación y la existencia de capas carbonosas, ubicadas en los tramos medios y superiores de las unidades carbónicas. Estos carbones tienen una alta distribución areal y se desarrollaron principalmente en las sierras de Famatina, Sañogasta, Villa Unión y parte septentrional de la Precordillera.

Paralelamente una abundante flora compuesta principalmente por pteridospermas y licópsidas indica una amplia preeminencia de formas hidrófilas a higrófilas confirmando de esta manera una alta disponibilidad de agua en este intervalo.

La mayor incertidumbre surge al considerar las temperaturas existentes, las que muy probablemente variaron de templado frías a templado cálidas hacia el techo del Carbónico.

A comienzos de la sedimentación de la sección superior del Grupo Paganzo, tuvo lugar una gradual pero importante disminución en la humedad ambiental e incremento en la temperatura. Estas condiciones durante buena parte de la sedimentación pérmica y servirían de prolegómeno a condiciones de aridez o semiaridez con las que culmina el ciclo sedimentario representado por el Grupo Paganzo.

La disminución en la disponibilidad de agua y aumento en la temperatura, llevó muy probablemente a que imperaran en el área condiciones estacionales (estación seca seguida por estación húmeda), lo que favoreció la formación de secuencias de bancos rojos y de niveles con abundante carbonato de calcio (probables caliches o toscas).

La sedimentación durante esta etapa (que comprende a las partes basales y medias de las formaciones De La Cuesta y La Colina) esta representada principalmente por secuencias fluviales, las que muestran llamativa disminución vertical en el número y espesor de las capas conglomerádicas, pasando a una monótona alternancia de areniscas y pelitas muy extendidas en toda la Cuenca Paganzo.

Estas pelitas y psamitas fueron depositadas en extensas y bien aireadas planicies de inundación por la acción de flujos esporádicos no encauzados, siendo muy frecuentes las grietas de desecación, las pistas de vermes y las gotas de lluvia. Por otro lado aparecen las primeras capitas evaporíticas representadas por muy delgadas intercalaciones de yeso y calcita (del orden del milímetro).

Como ya fue señalado las condiciones ambientales produjeron una drástica reducción en la cubierta vegetal, la que se encuentra representada ahora principalmente por formas pertenecientes a la flora de Glossopteris y algunos helechos. La edad de este intervalo de acuerdo a la información paleontológica y a dataciones radiométricas corresponde al Pérmico inferior.

Por último, depósitos formados bajo condiciones áridas o semiáridas se encuentran muy bien representados en la parte superior de las formaciones La Colina y De La Cuesta; se trata de areniscas

de origen eólico asociadas a depósitos lacustres de naturaleza efímera que a menudo incluyen algunos niveles evaporíticos (facies O y P respectivamente).

Ultimamente Limarino y Spalletti (1985) se han ocupado de estas rocas y relevado los depósitos de eolianitas pérmicas del oeste y noroeste de la República Argentina. Los mismos se extienden desde la Sierra de Famatina (Formación De La Cuesta) hasta la provincia de Mendoza (Formación Los Reyunos o Cochicó), pasando por la parte septentrional de la Precordillera (Formación Ojo de Agua), Sierra de Villa Unión (Formación Patquía) y Sierra de Sañogasta (Formación La Colina) (ver figura 29).

Esta amplia distribución de los depósitos eólicos parece sugerir la existencia de una amplia faja desértica de importancia continental; máxime si es tomada en cuenta la presencia de eolianitas pérmicas reportadas en Uruguay (Elizalde, 1967), Paraguay (Amstutz, 1982 y Palmieri y Velázquez, 1982) y de facies evaporíticas en Brasil (Grupo Passa Dois, ver Mendez, 1967 y Petri y Coimbra, 1982) y Perú (Helwig, 1972).

Los elementos de juicio reunidos en el Sistema del Famatina tienden a confirmar las características desérticas señaladas, en especial por la asociación de bancos rojos con eolianitas y evaporitas, asociación típica según Walker (1964) de bancos rojos formados en climas áridos.

Por otro lado la común presencia de grietas de desecación, niveles evaporíticos (yeso y carbonato principalmente), cristales de arena y moldes de cristales es congruente con las condiciones de sequedad ambiental en los casos respectivos.

En síntesis, se suponen condiciones muy frías (glaciales) durante el inicio de la sedimentación del Grupo Paganzo, las que fueron pronto reemplazadas por un clima más benigno (probablemente templado), muy húmedo que favoreció la formación de capas carbonosas. En la etapa final de sedimentación de la sección inferior del Grupo, comenzó a producirse una gradual disminución en la humedad, acompañada por un aumento en la temperatura. Hacia la parte superior de la secuencia analizada las condiciones se hicieron semiáridas o áridas con formación de depósitos de co-lanitas y evaporitas.

XII CONSIDERACIONES FINALES

- 1) Se propone la simplificación de la nomenclatura estratigráfica del Grupo Paganzo, aceptando para ella la división en secciones efectuada por Azcuy y Morelli (1970) y Azcuy et al (1979).
De esta forma, se conservan las denominaciones tradicionalmente usadas en la Sierra de Famatina (Formación Agua Colorada y Formación De La Cuesta) y en la Sierra de Sañogasta (Formación Lagares y Formación La Colina), sugiriendo descartar otros nombres anteriormente empleados en este ámbito (por ejemplo formaciones Guandacol, Tupe, Saladillo, El Chacho, Patquía etc.).
- 2) La observación de las relaciones estructurales existentes entre las secciones que componen el Grupo Paganzo, llevan a señalar, en el área estudiada, una relación concordante entre ambas unidades, resultando el pasaje transicional y rápido.
Esta relación es especialmente sugerida por el análisis de los perfiles levantados, el que permite concluir que:
 - a) No existen diferencias significativas en la disposición espacial de los estratos al pasar de una a otra sección.
 - b) No fueron observadas en ningún caso discordancias erosivas entre ambas secciones.
 - c) No se ha determinado la existencia de truncamientos sedimentarios dentro del Grupo Paganzo. Por el contrario, las asociaciones de facies descritas en este trabajo (ver página), sugieren claramente una paulatina y continua transformación del ambiente de sedimentación, sin que fenómenos geológicos de magnitud hayan alterado esta evolución. Se supone así, una progresi-

va aridización del ambiente y una lenta disminución en la diferencia del par sedimentario desde el Carbónico superior al Pérmico.

3) Se plantea la posibilidad de que la Formación Potrero Seco, pueda ser referida en el futuro al Carbónico e incluida en la sección inferior del Grupo Paganzo. Lo dicho se basa en las semejanzas litológicas observadas entre esta Formación y los afloramientos de la Quebrada de Las Gredas-El Puma pertenecientes a la Formación Agua Colorada.

4) Las formaciones correspondientes a la sección inferior del Grupo en el área (formaciones Lagares y Agua Colorada) fueron depositadas en un medio exclusivamente continental. Los términos fluviales son sin duda cuantitativamente los más importantes y se encuentran representados por secuencias fanglomerádicas (facies A), fluviales entrelazadas (facies B y D) y anastomosadas (facies E).

El ambiente lacustre (representado por la facies C) ,se desarrolló únicamente en la parte inferior y media de las formaciones carbónicas, muy probablemente como respuesta a las características climáticas imperantes y a la constitución aún irregular de la cubeta sedimentaria.

Condiciones probablemente glaciales pueden estar representadas en las diamictitas que componen parte de la facies B, formadas a comienzos de la sedimentación neopaleozoica, íntimamente asociadas a depósitos lacustres.

5) Las formaciones La Colina y De La Cuesta corresponden principalmente a un ambiente fluvial, progresivamente reemplazado por depósitos eólicos y evaporíticos.

Los fanglomerados en esta sección son extremadamente raros (facies K), y aparecen únicamente próximos a umbrales intracuencales relacionados a facies fluviales entrelazadas (facies L). La asociación de la facies M y N marca la implantación de un sistema de drenaje bien organizado, formada por ríos de elevada sinuosidad que surcaron amplias y tendidas planicies de inundación. Hacia el tope muy frecuentemente estas rocas son cubiertas por extensos depósitos de eolianitas (facies O), formados tanto en áreas de duna como de interduna, los que a menudo suelen incluir algunas evaporitas (facies P).

- 6) Las asociaciones de facies determinadas en ambas secciones del Grupo Paganzo, permiten concluir una progresiva aridización desde la base al techo de la unidad. Simultáneamente tuvo lugar una acentuada disminución en el relieve disponible y la retracción generalizada de las áreas positivas. Las características físico químicas del ambiente variaron a principios del Pérmico, de localmente reductoras y ácidas a oxidantes y probablemente más alcalinas.
- 7) La sección superior del Grupo Paganzo conforma una típica secuencia de bancos rojos, la que es interpretada como formada en un ambiente desde seco con una estación húmeda a árido. Las características del pigmento responsable de la coloración parecen sugerir que su formación se produjo a partir de óxidos hidratados de hierro (limonita y gohetita principalmente), generados en el área fuente y transportados luego al área de deposición como partículas clásticas bajo condiciones extremadamente oxidantes. Dichos óxidos expuestos a un ambiente seco y oxidante

fueron rápidamente deshidratados y transformados en hematita de alto poder pigmentante. Sin embargo, no se descarta que la alteración "intraestratal" de silicatos de hierro (principalmente anfíboles y biotita) pueda haber contribuido, al menos localmente, al "enrojecimiento" de la secuencia.

- 8) La constitución paleogeográfica de la región estudiada, sugiere durante el Carbónico la existencia de tres "áreas deposicionales" principales, a las que se han denominado: de Amaná-Los Colorados, de El Gaucho-Agua de Adentro y del Famatina.

El área de Amaná-Los Colorados con un sistema de drenaje oeste-sudoeste, se encuentra ubicada en la parte austral de la Sierra de Sañogasta y separada por los "Altos de la Desabrida" de el área El Gaucho-Agua de Adentro. Esta última, es una pequeña cubeta que representa un estrecho engolfamiento dentro de la constitución irregular del área positiva representada por los Altos de Aicuña y de La Desabrida.

Por último, el área del Famatina es sin duda la más extendida a realmente y representa la continuación oriental de la amplia Cuenca de Villa Unión.

El área del Velazco se comportó durante todo el Carbónico y quizás el Pérmico como un área positiva que flanqueó por el este la sedimentación neopaleozoica.

- 9) Las características del Grupo Paganzo parecen sugerir condiciones paleoclimáticas frías (probablemente glaciales) a principios de la sedimentación carbónica. Este clima es especialmente evidenciado por la presencia de diamictitas (probablemente tillitas) en la Sierra de Famatina, las que incluyen clastos estriados y

facetados, y por la amplia distribución de los depósitos lacustres (en parte turbidíticos) con cadilitos.

Se supone que hacia la parte media de la sección inferior el clima fue más benigno, sumamente húmedo y probablemente templado, con desarrollo de amplias zonas vegetadas donde se formaron la mayor parte de las capas de carbón.

Durante el Pérmico inferior comenzó una persistente aridización del medio, la que alcanzó su climax hacia la parte superior del Grupo, con extendidos depósitos de eolianitas y evaporitas.

AGRADECIMIENTOS

El autor desea expresar su agradecimiento al Dr. Bernabé J. Quartino, por la dirección de la Tesis, su lectura crítica y su confianza y apoyo.

Al Lic. Jorge R. Morelli, director de las becas de investigación otorgadas por el CONICET que ocuparon parte del presente trabajo, por su orientación en el tema elegido, su apoyo en las tareas de campaña y las valiosas observaciones efectuadas sobre el manuscrito.

A mi esposa Lic. Silvia N. Césari por su permanente aliento y estímulo, por su cooperación en las tareas de campo y por la determinación de parte del material paleontológico.

Al Lic. Pedro R. Gutierrez, por la determinación de parte de la mega y microflora hallada y por su importante apoyo en las tareas de campo.

Al Dr. Luis A. Spalletti por su cuidadosa revisión de parte del manuscrito y asesoramiento en temas específicos.


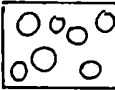

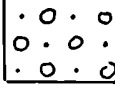

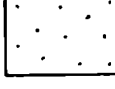
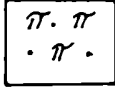

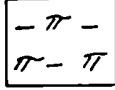

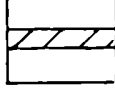
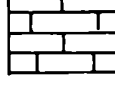
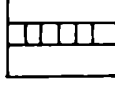
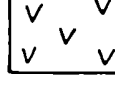
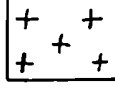
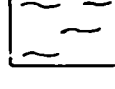
A los licenciados Luis Verazza, Eduardo Alonso, Juan Lirio y Marcelo Gomez quienes en distintas campañas prestaron su valiosa colaboración.

Al Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales (UBA) y al CONICET quienes financiaron parte de las tareas de campo.

PERFILES Y LAMINAS

REFERENCIAS DE LOS PERFILES

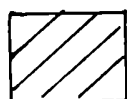
a.- Litología

	Brechas y conglomerados gruesos		Conglomerados medianos y finos
	Conglomerados intraformacionales		Areniscas guijarrosas
	Sabulitas y areniscas gruesas		Areniscas medianas y finas
	Areniscas tobaceas		Pelitas
	Chonitas		Carbón
	Ftanita		Calizas, margas y areniscas calcareas
	yeso		Basalto
	Granito		Metamorfitas de bajo y mediano grado

4 3 2 1

1: pelitas y niveles evaporíticos; 2: areniscas medianas y finas; 3: areniscas gruesas y sabulitas
4: conglomerados.

b.- Estructuras sedimentarias



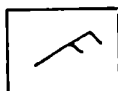
Estratíf. entrecruzada
tabular planar



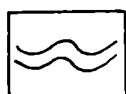
Estratíf. entrecruzada
tangencial



Estratíf. entrecruzada
en artesa



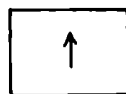
Estratíf. ondulítica



Estratíf. ondulítica
en fase



Laminación o estratíf.
plana



Gradación positiva



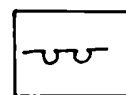
Imbricación de clastos



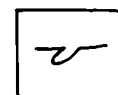
Gradación negativa



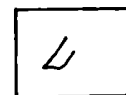
Superficie de trunca-
miento múltiple



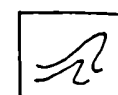
Calcos de deformación
por carga



Turboglifos



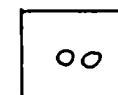
Lineaciones subestrata-
les



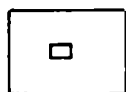
Plegamiento
convoluto



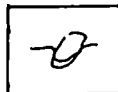
Grietas de desecación



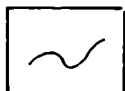
Gotas de lluvia



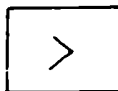
Cristales de arena



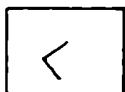
Cadilitos



Pistas de vermes



Concreciones calca-
reas



Concreciones ferruginosas

c.- Contactos entre estratos



Regular plano



Acanalado



Erosivo



Cubierto

Transicional

d.- Contenido paleontológico



Frondes y hojas



Tallos y troncos



Restos palinológicos



Semillas

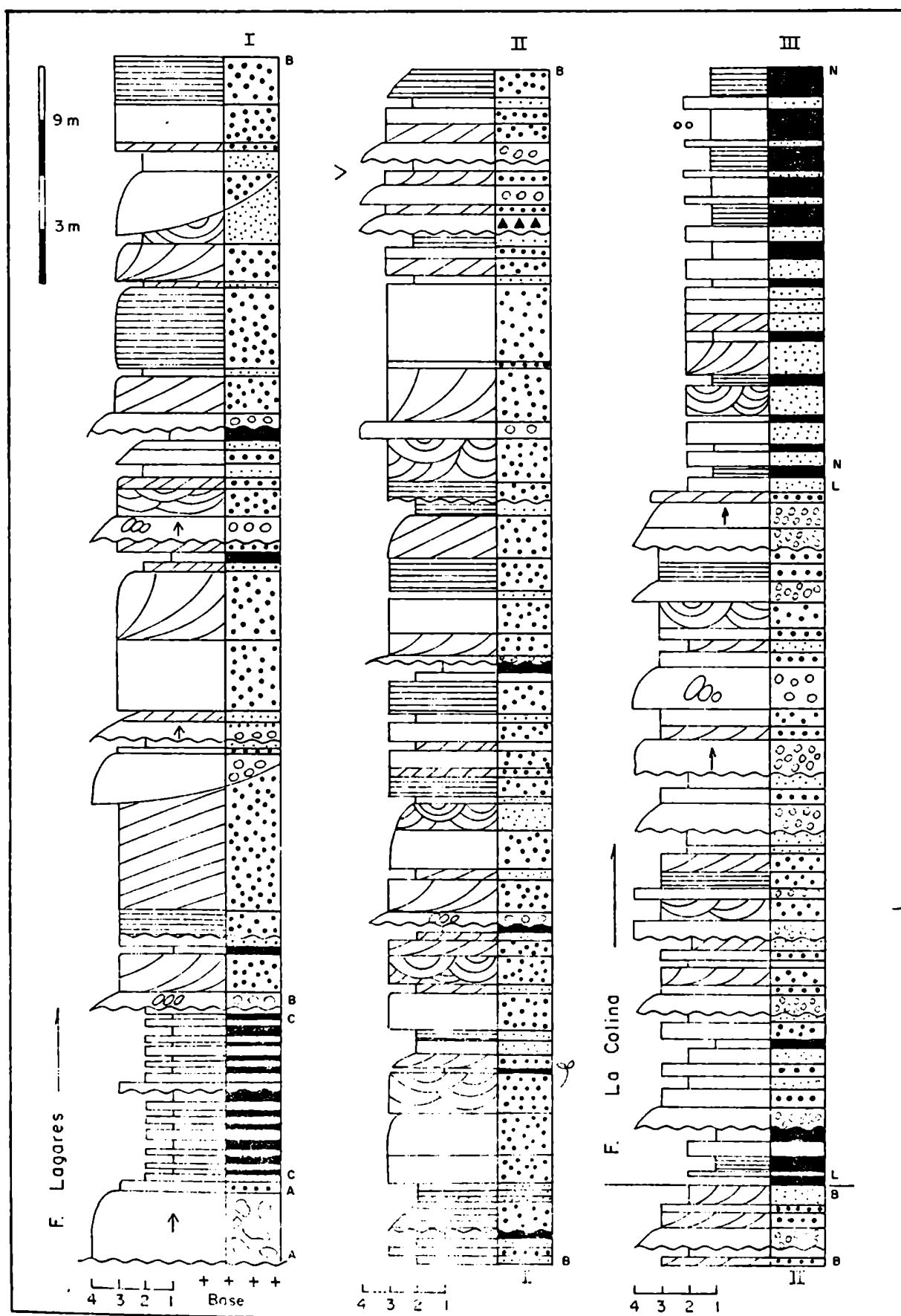


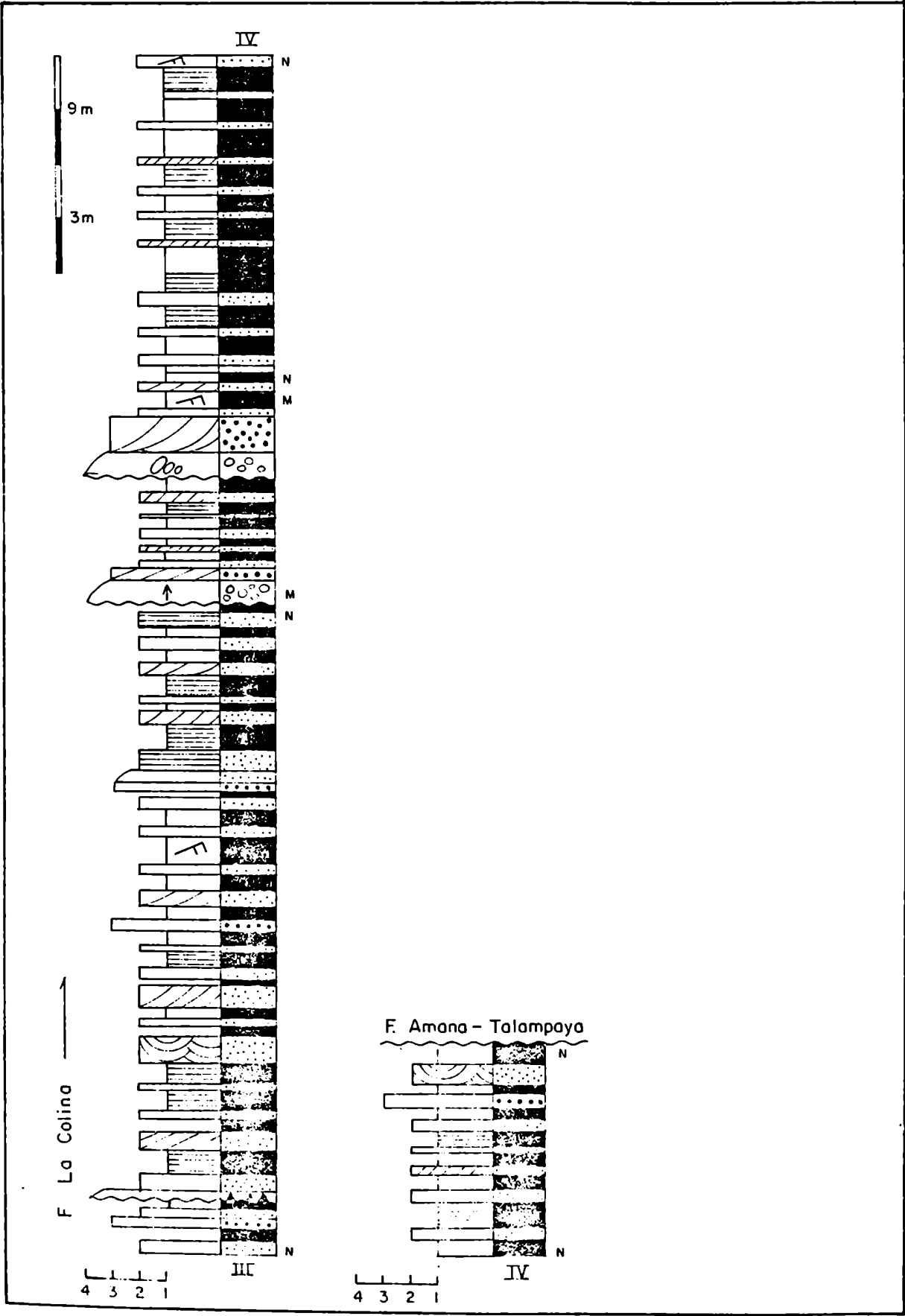
Raíces



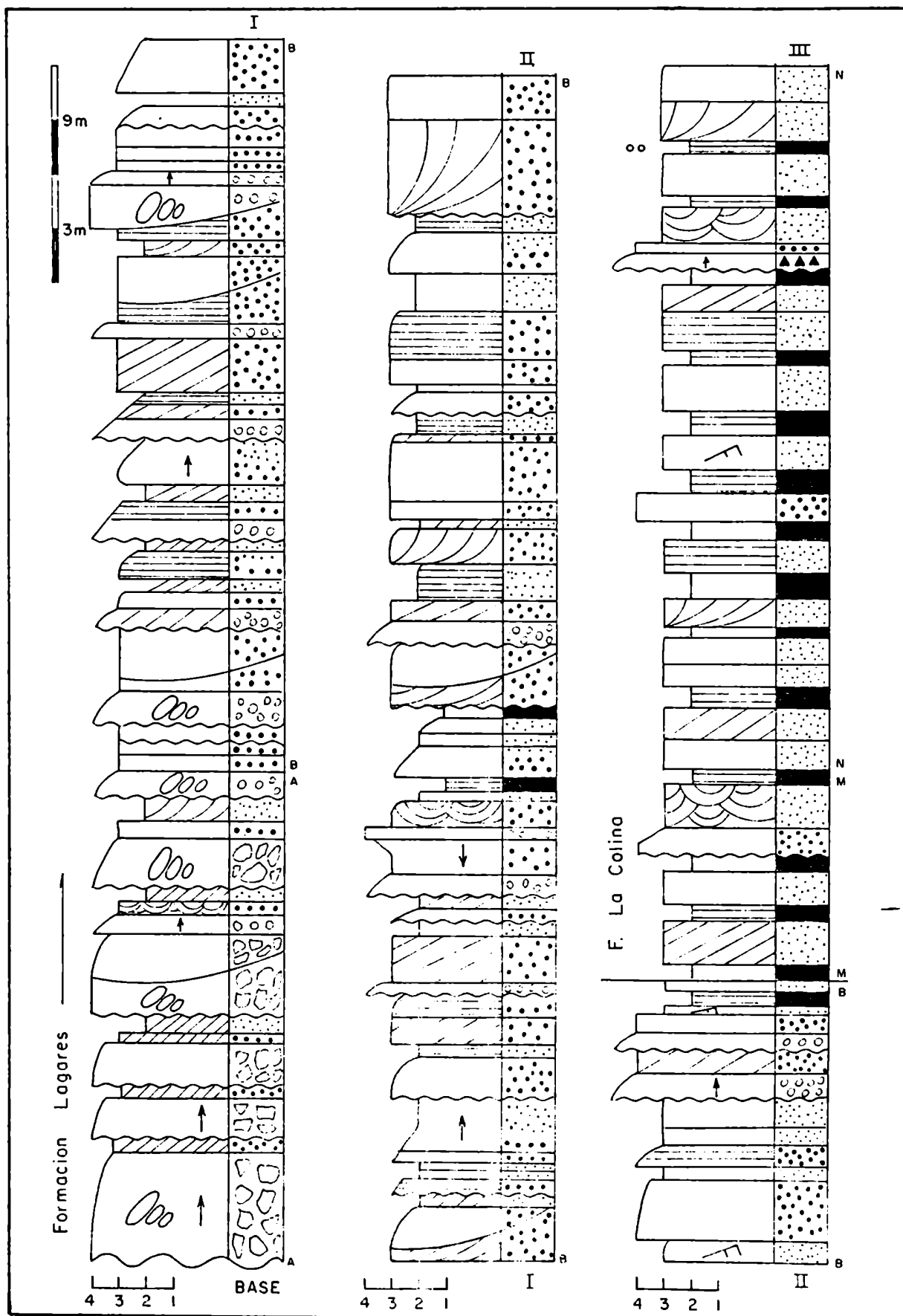
Briznas y restos
mal conservados

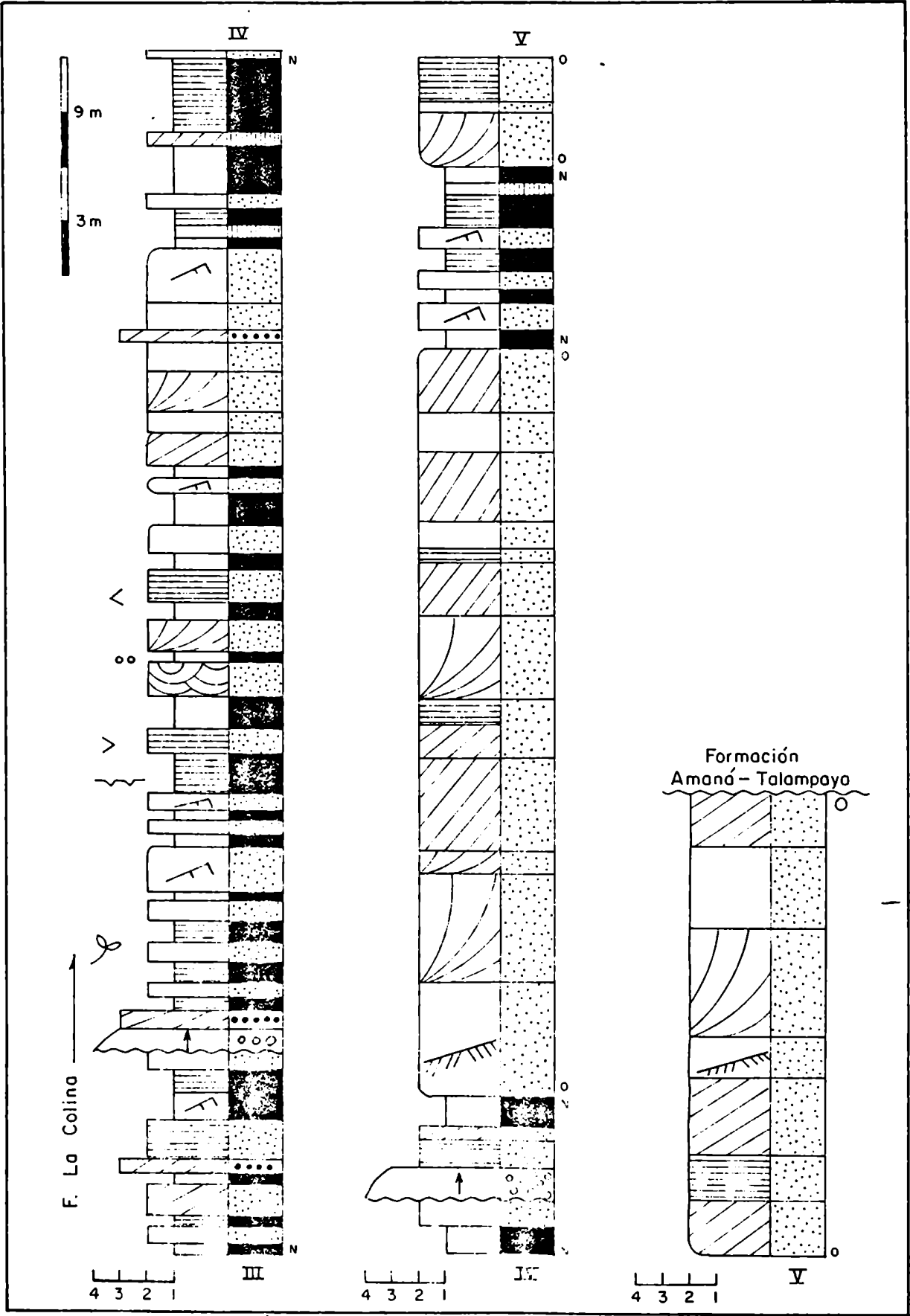
PERFIL DE POZO DE CORTEZ



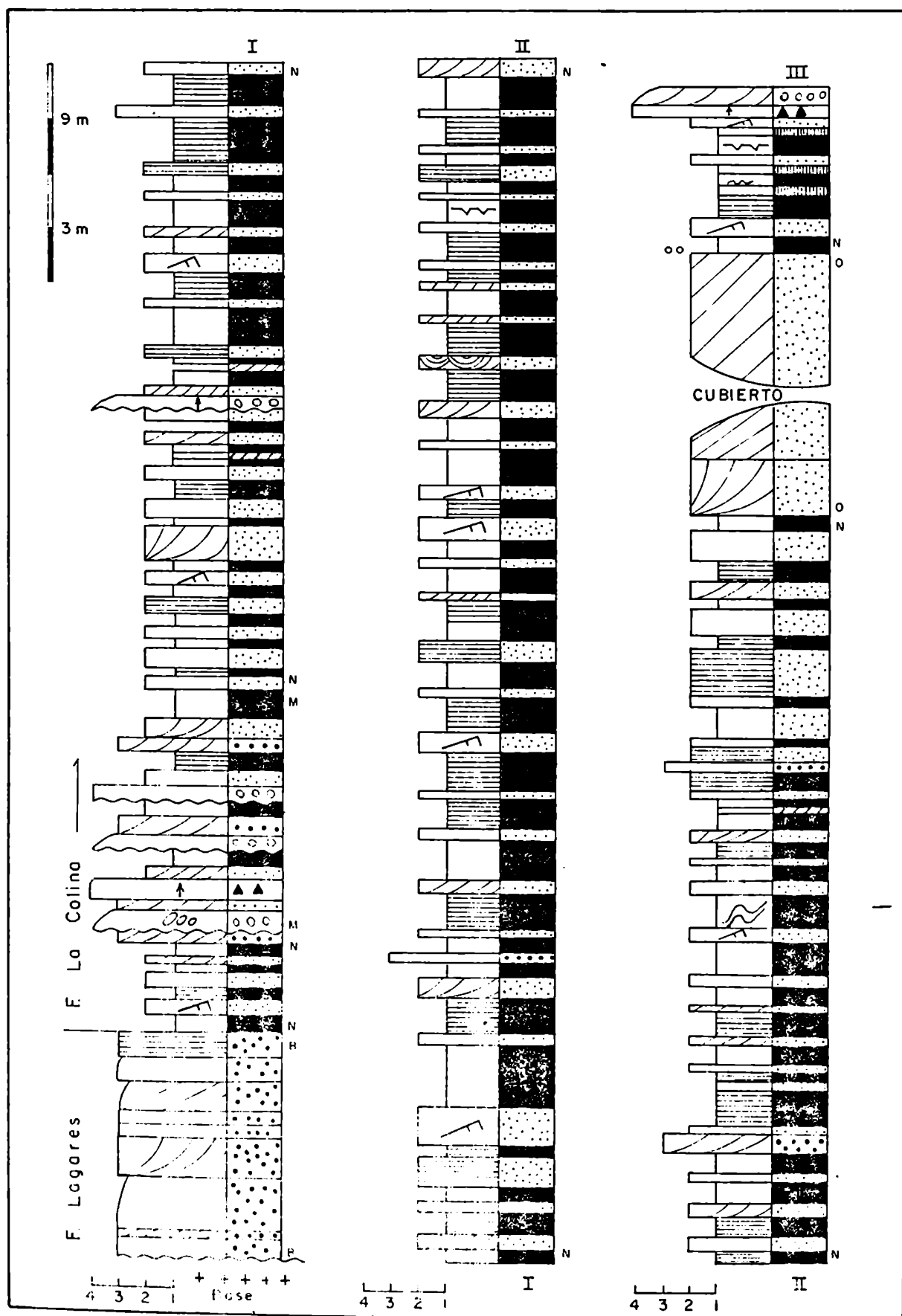


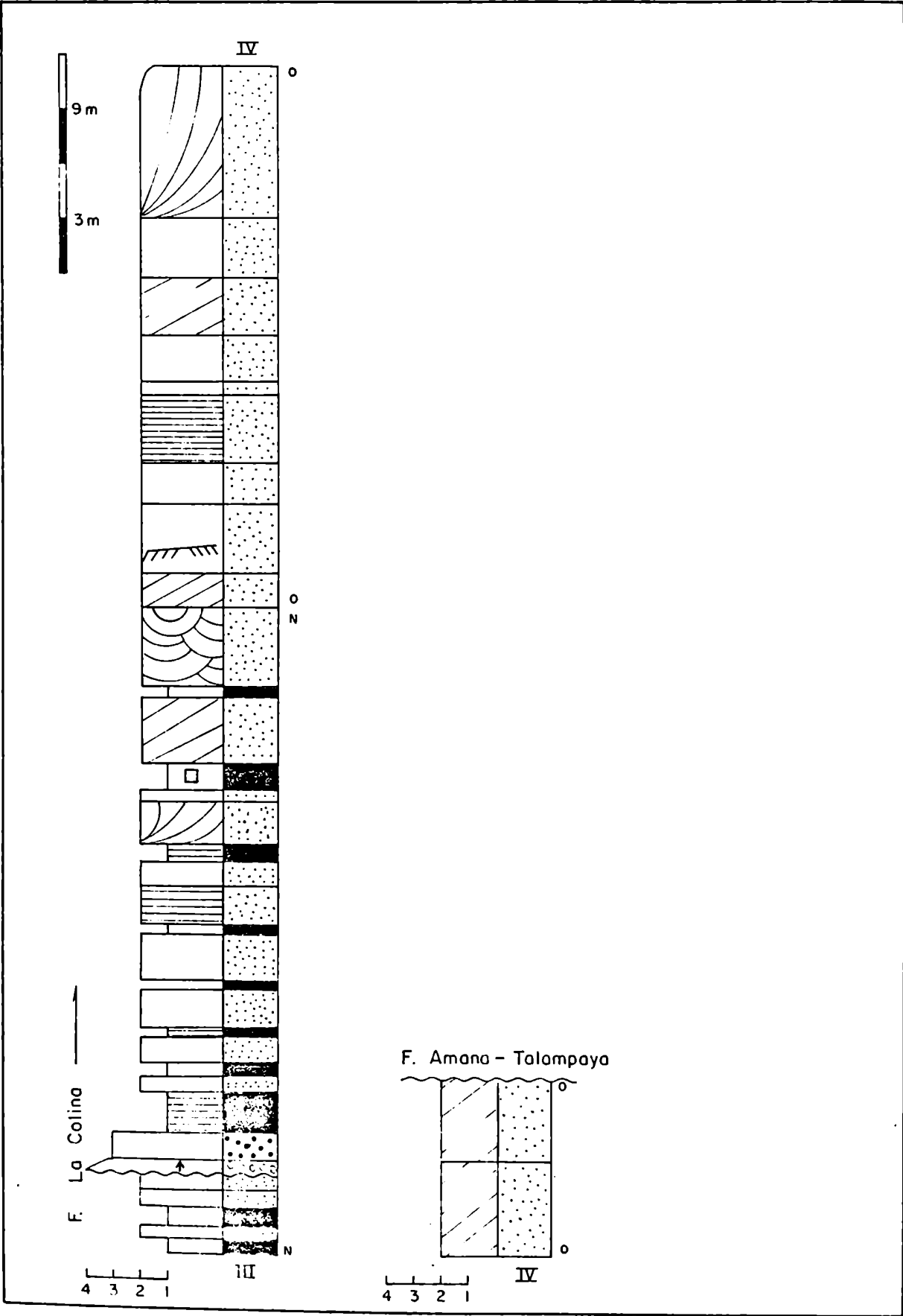
PERFIL DE AGUADA DE LA DESABRIDA



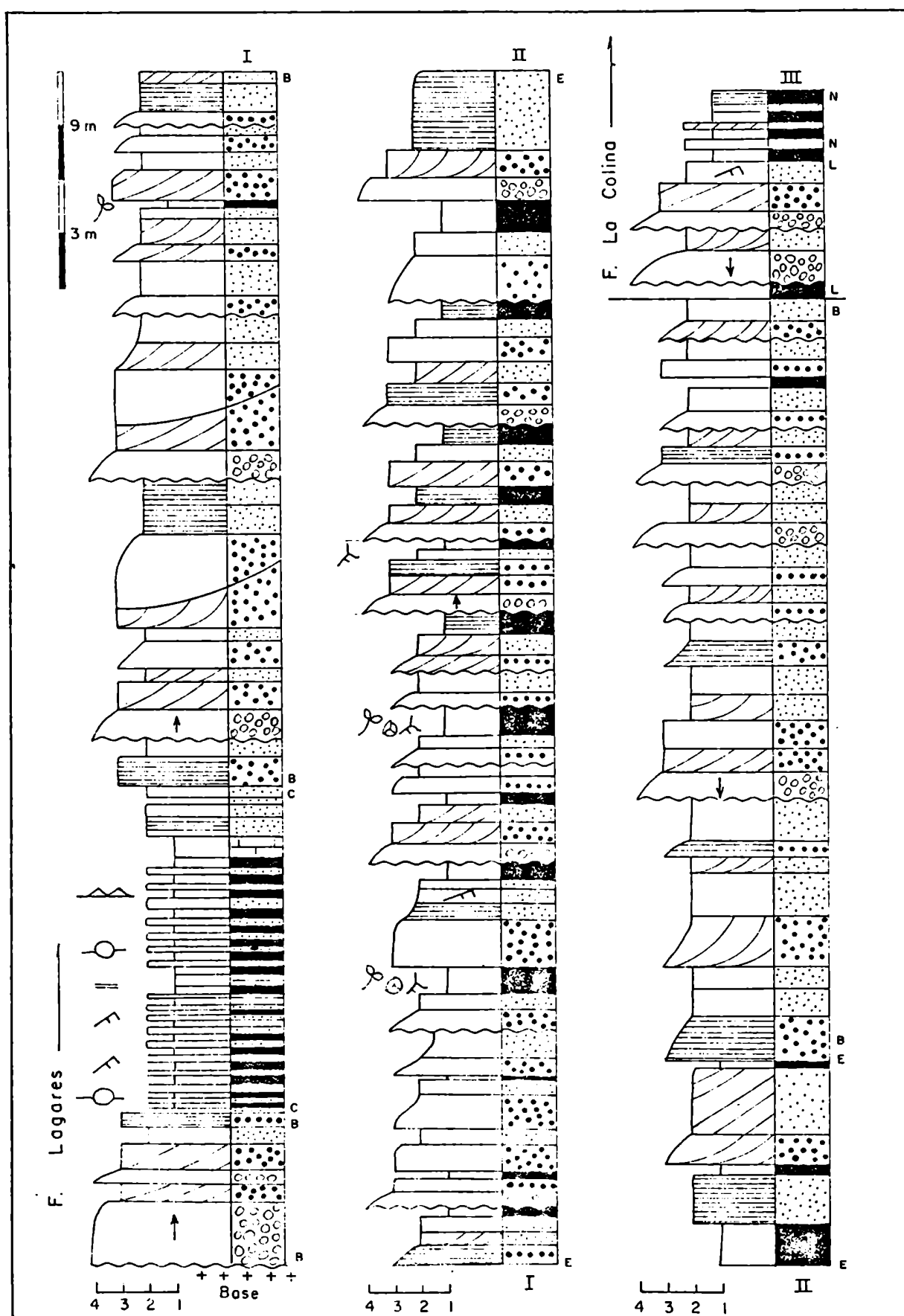


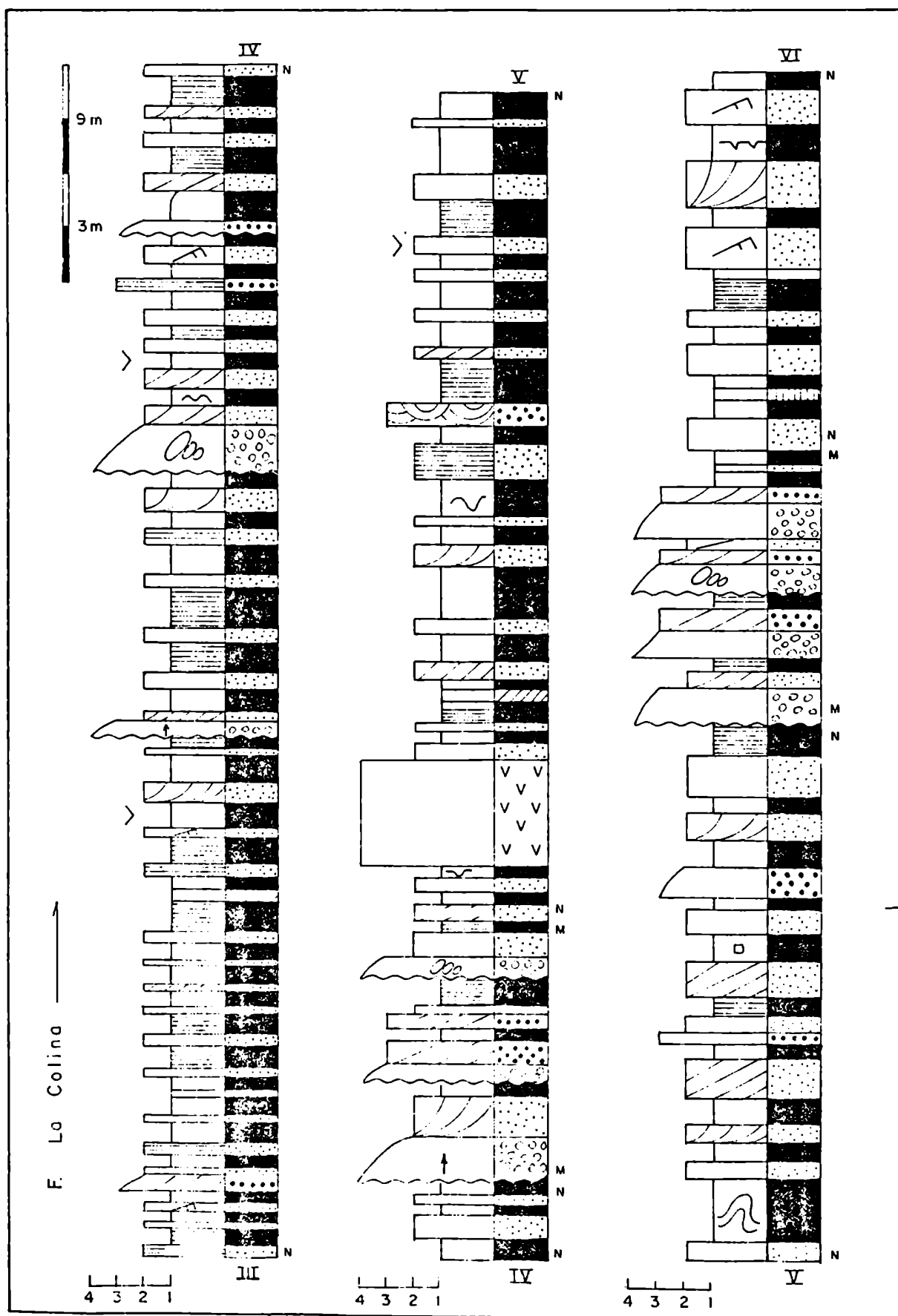
PERFIL DE LAS GREDAS

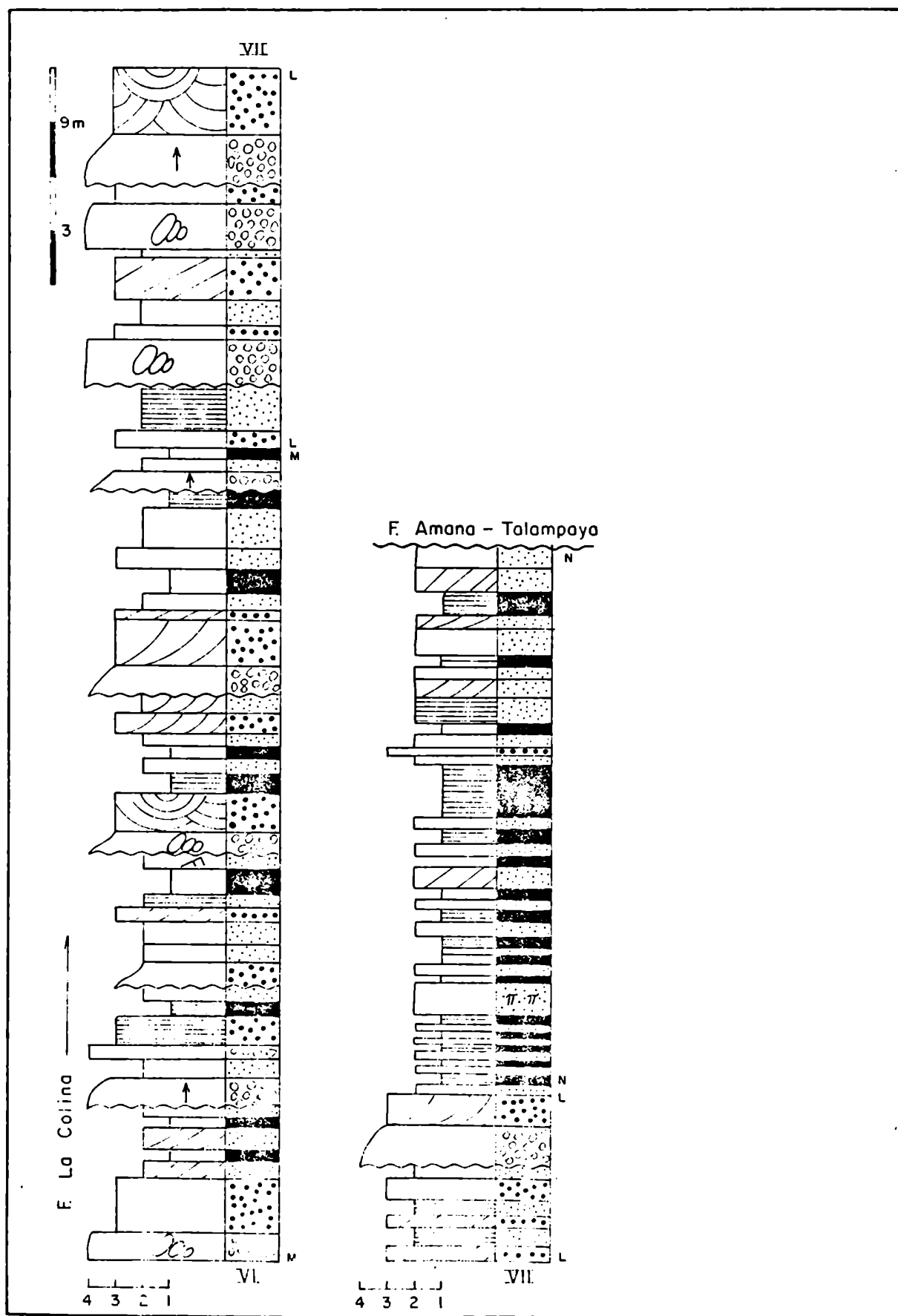




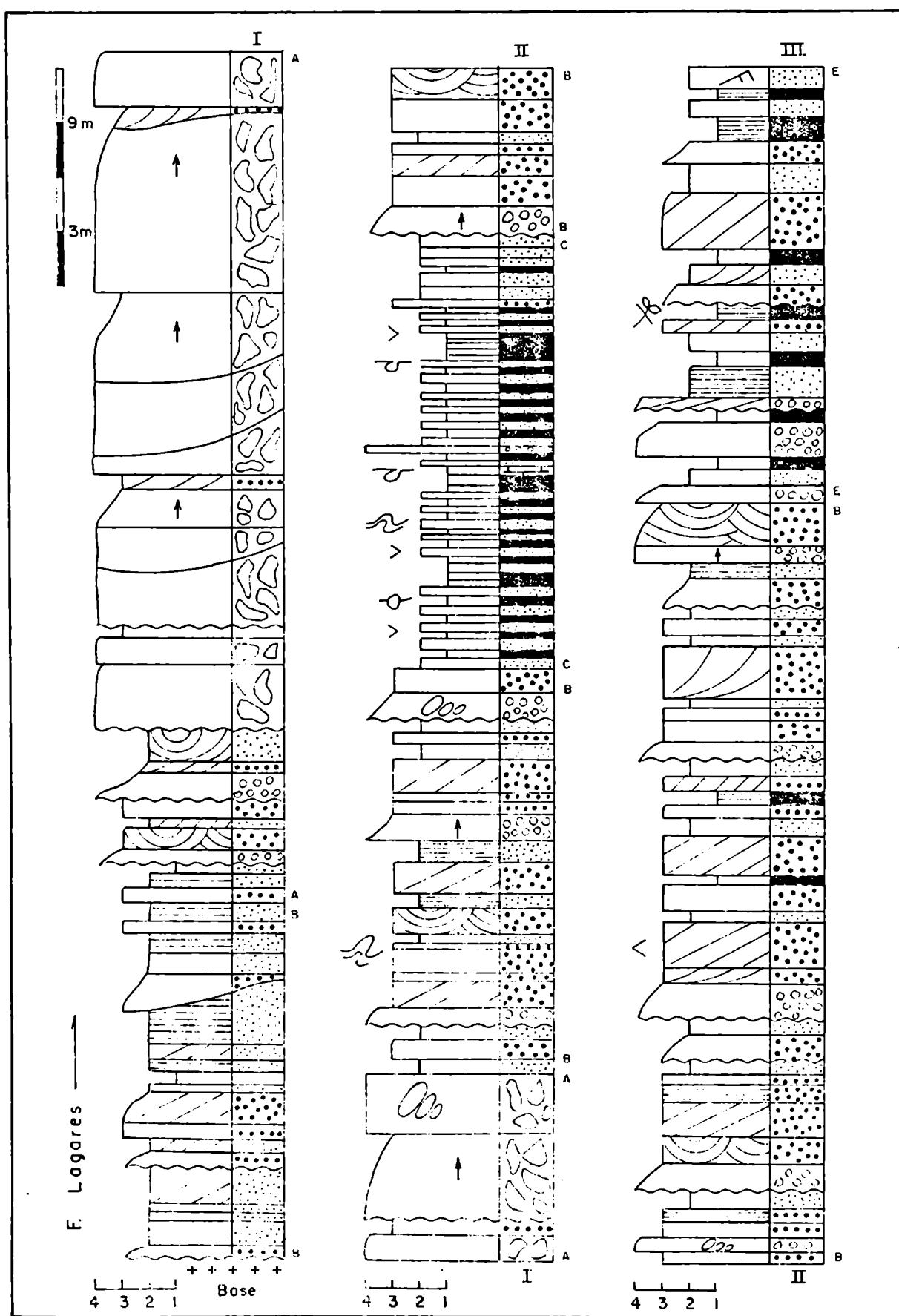
PERFIL DE MINA MARGARITA - LAS MELLIZAS

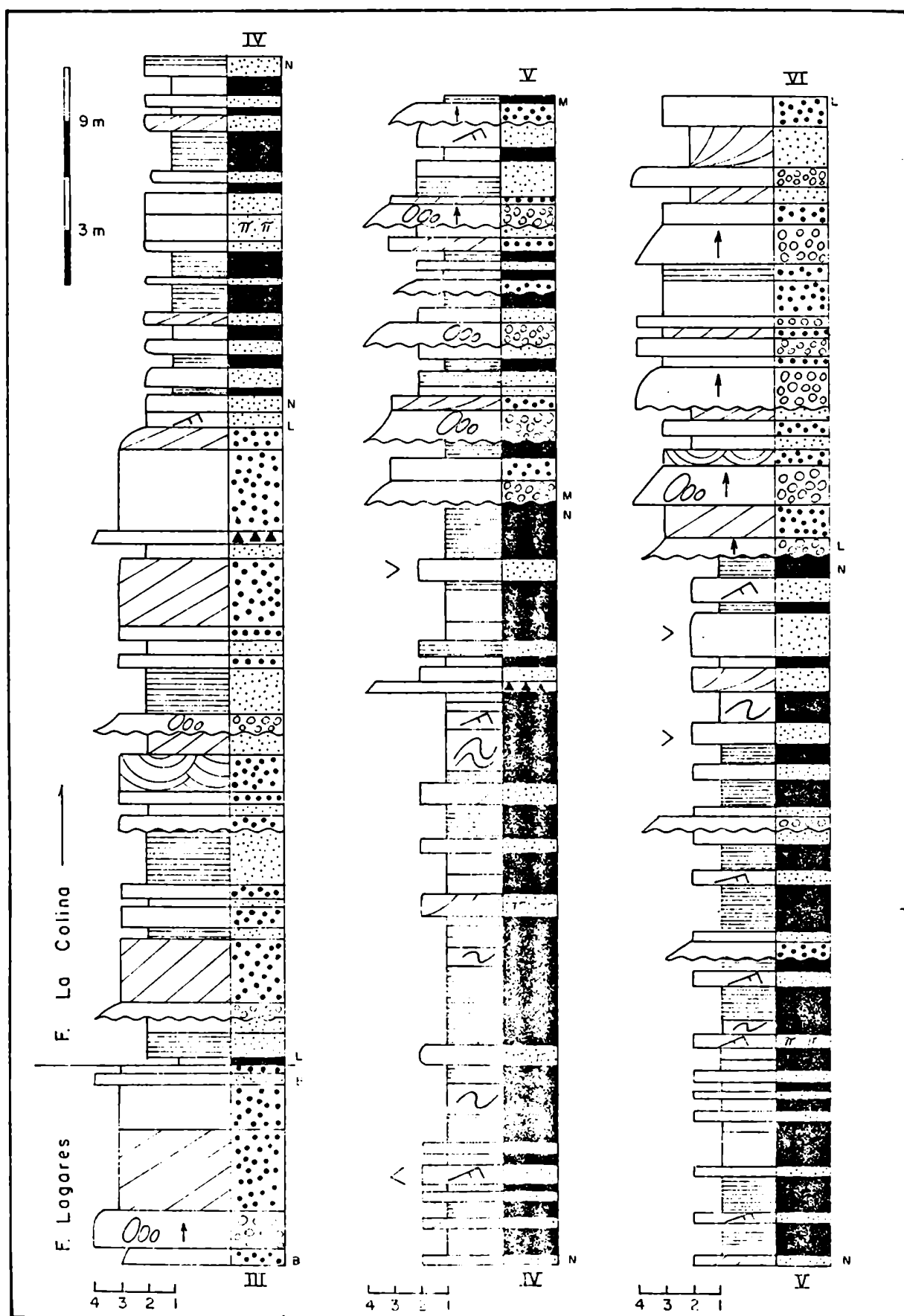


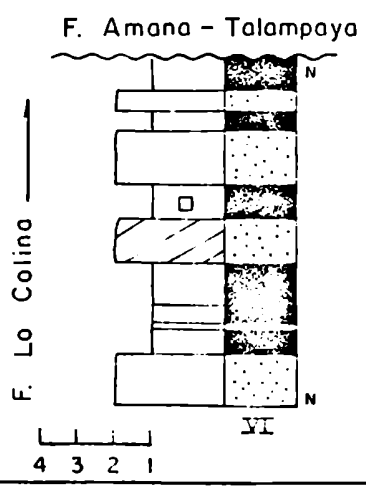




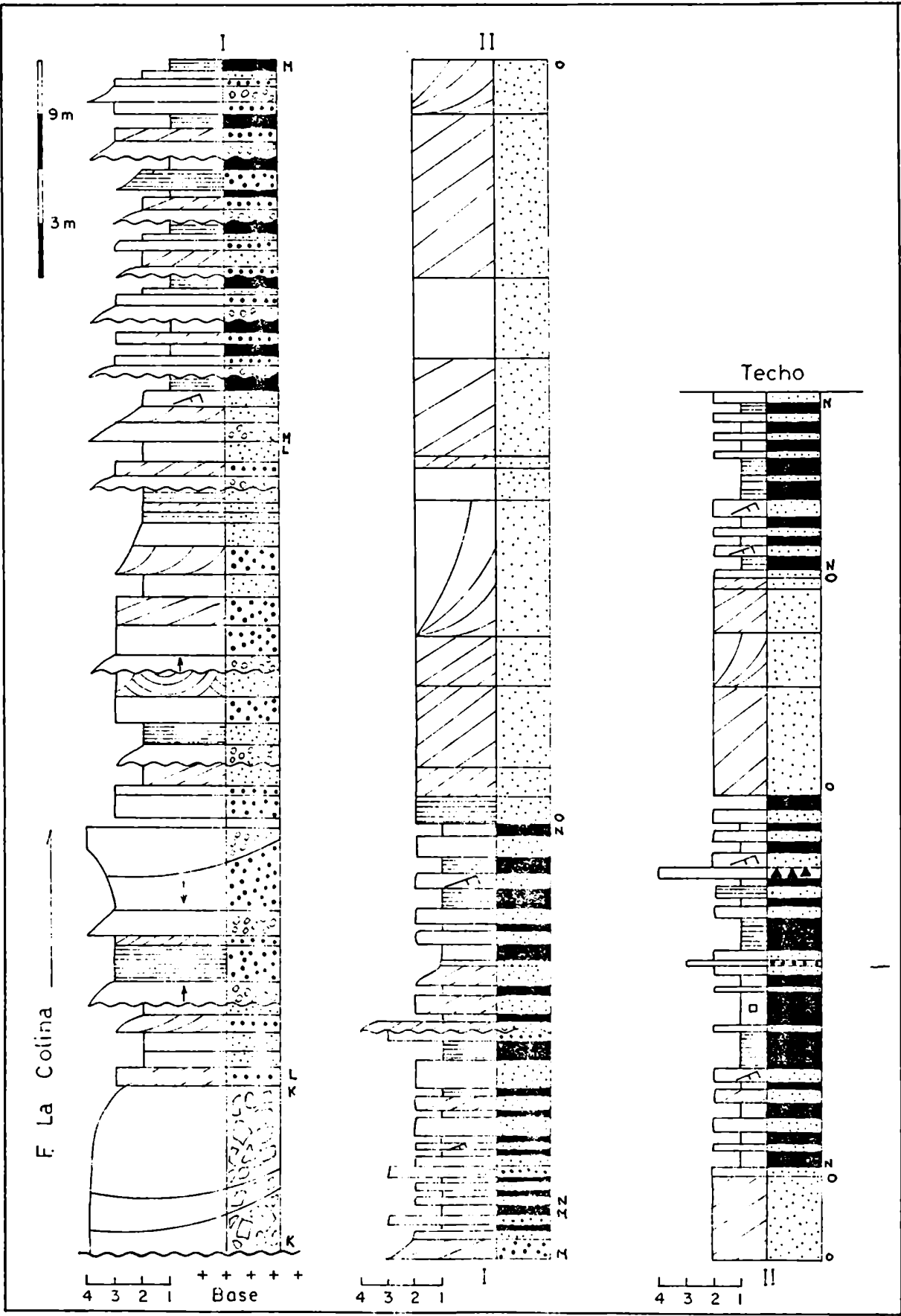
PERFIL DE EL GAUCHO



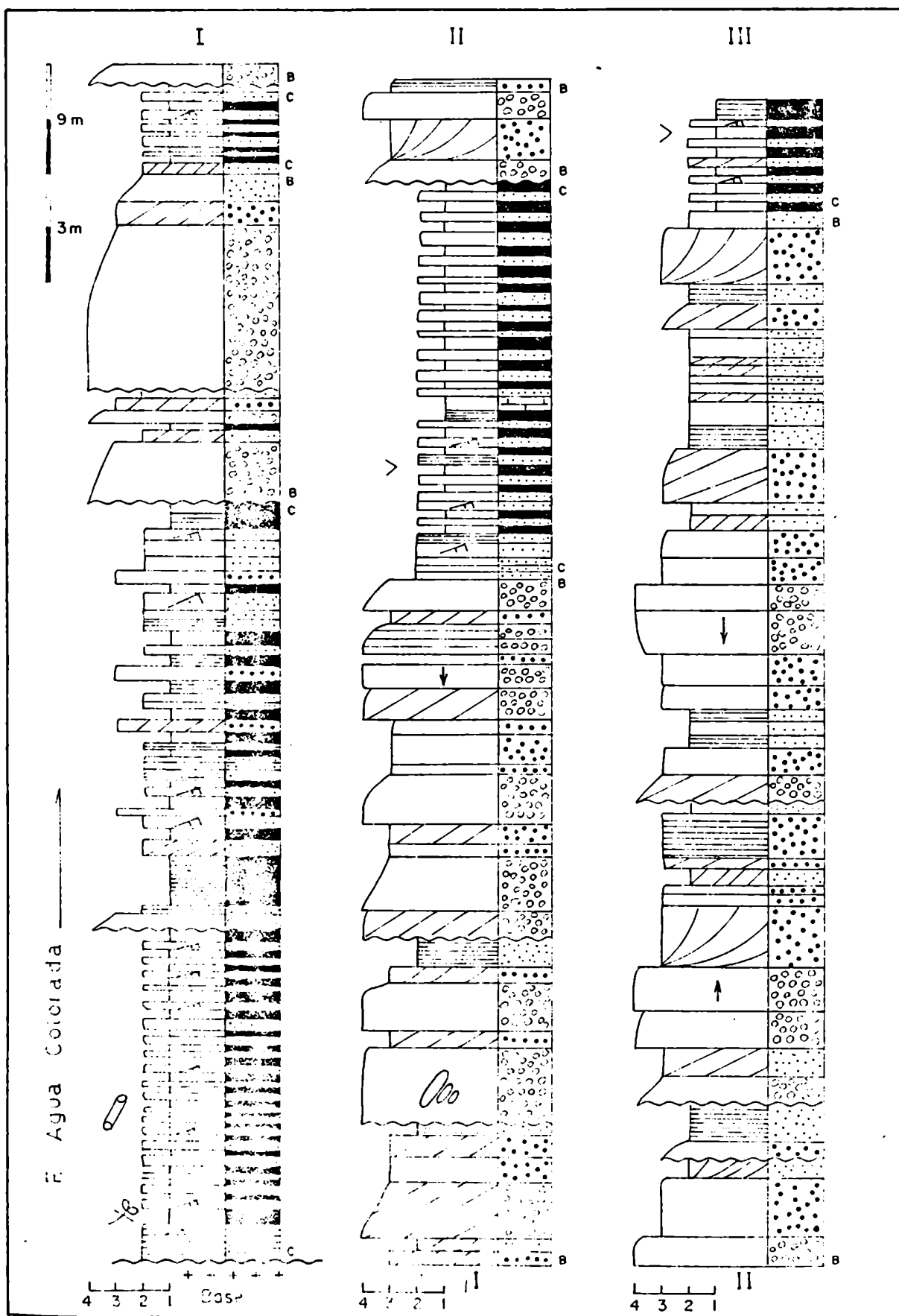


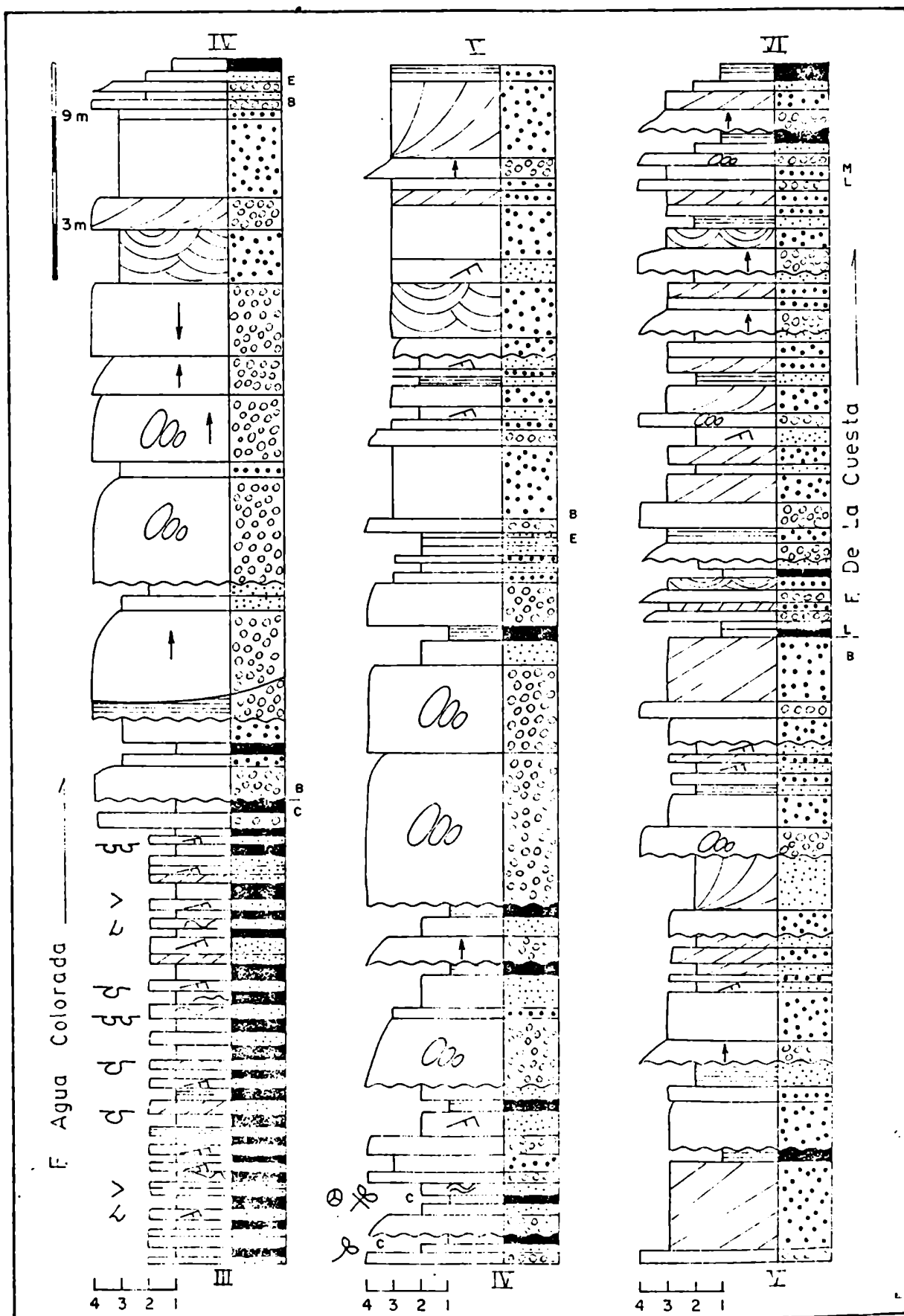


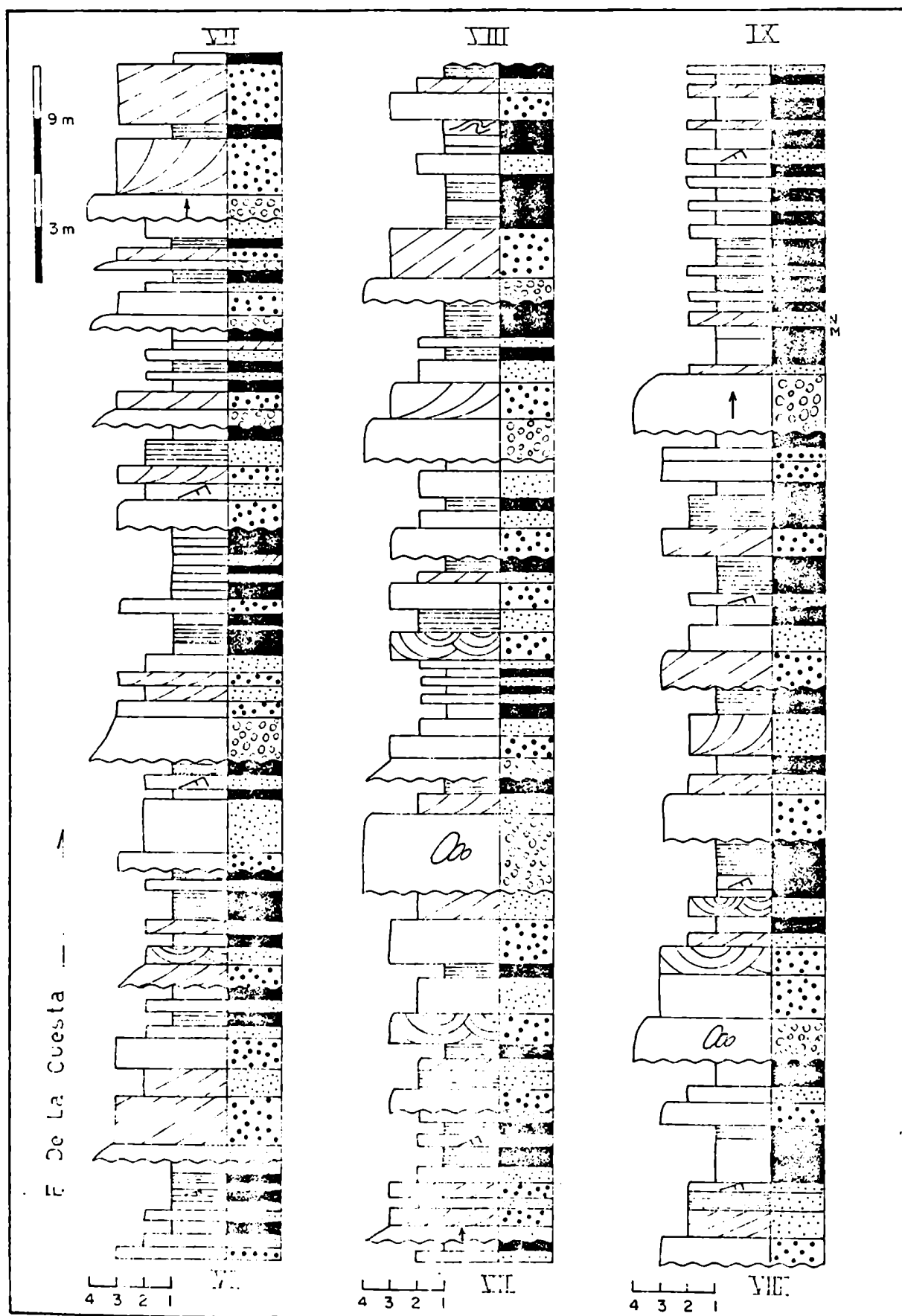
PERFIL DE AICUÑA

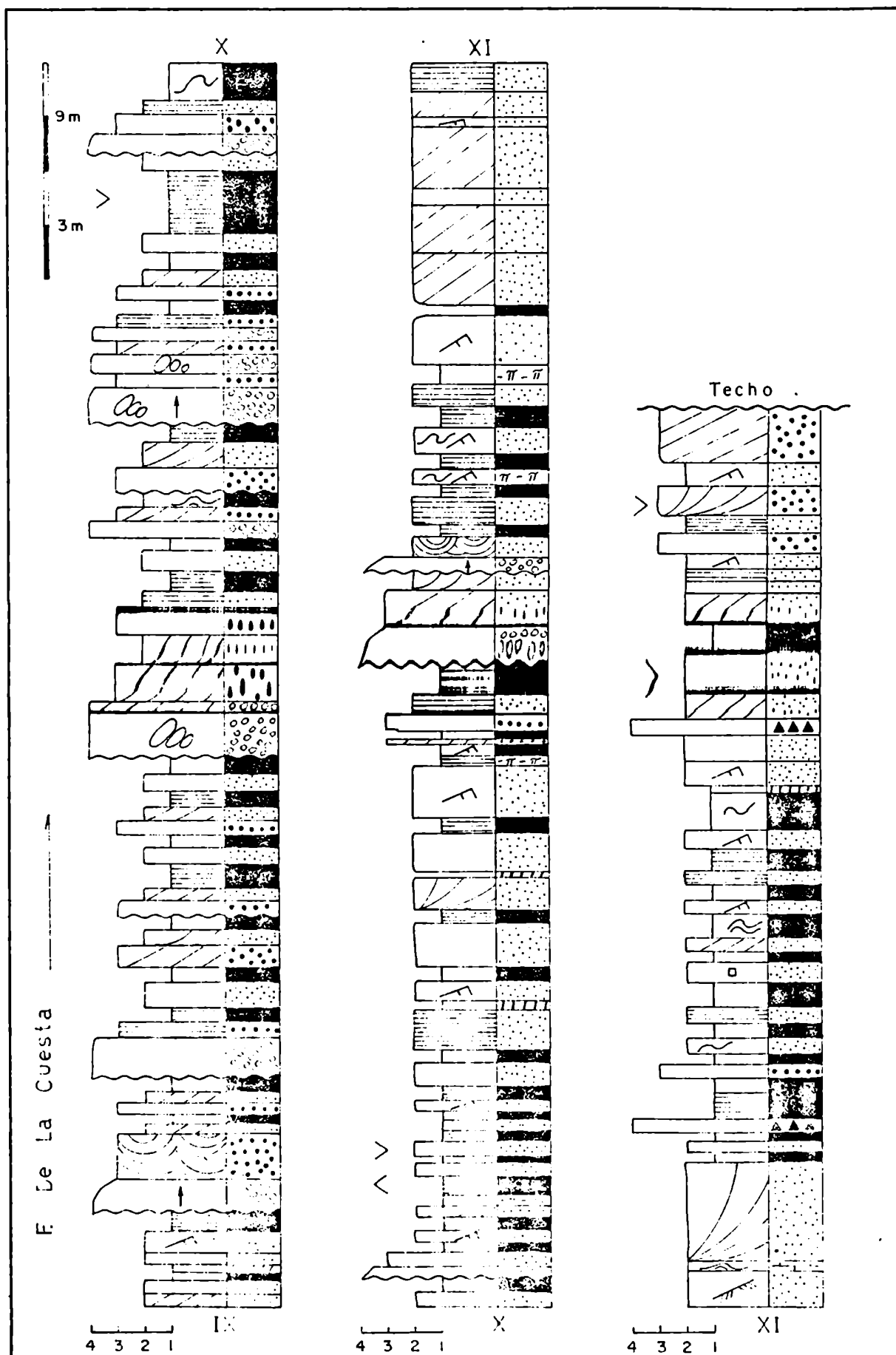


PERFIL DE EL VALLECITO

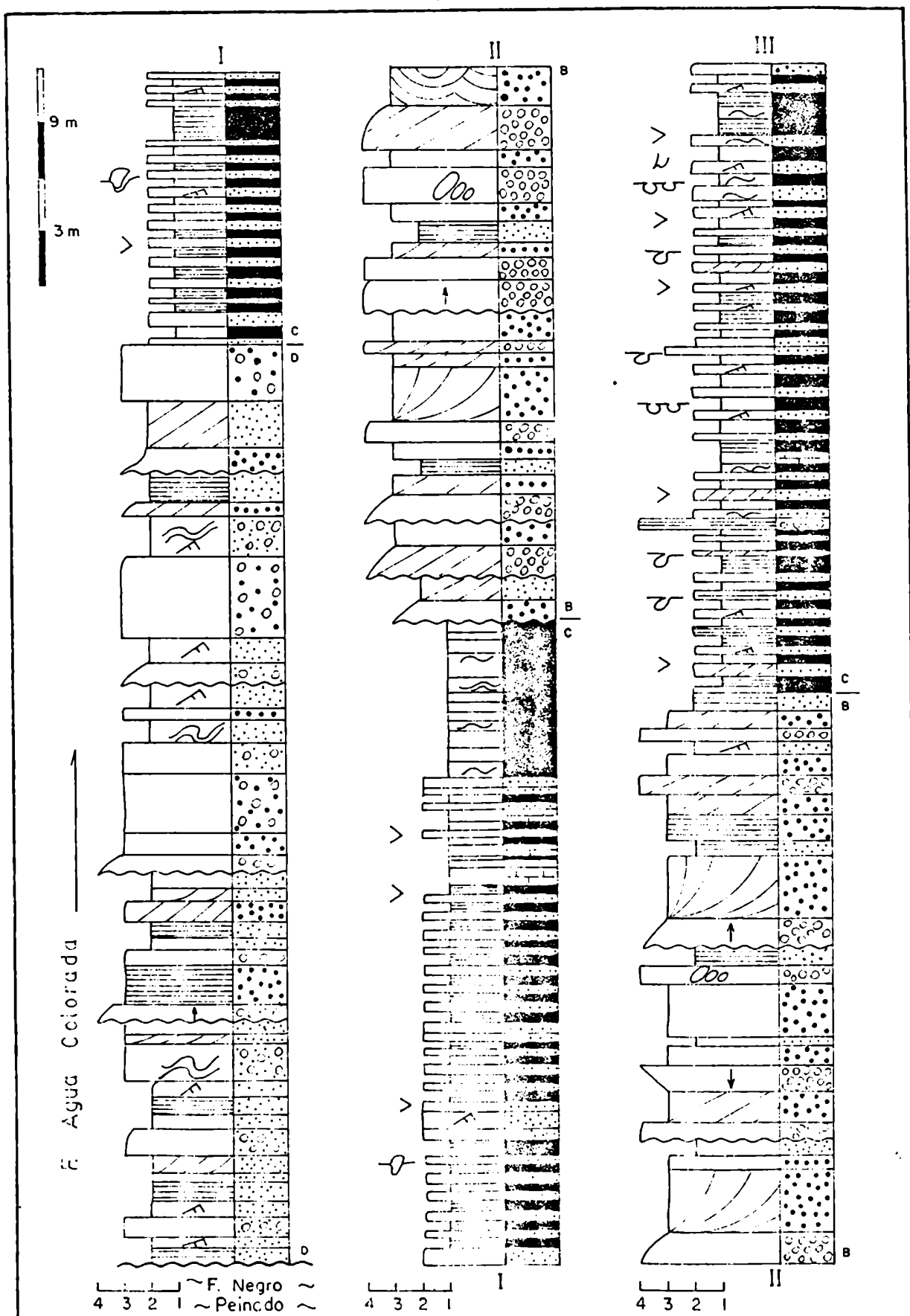


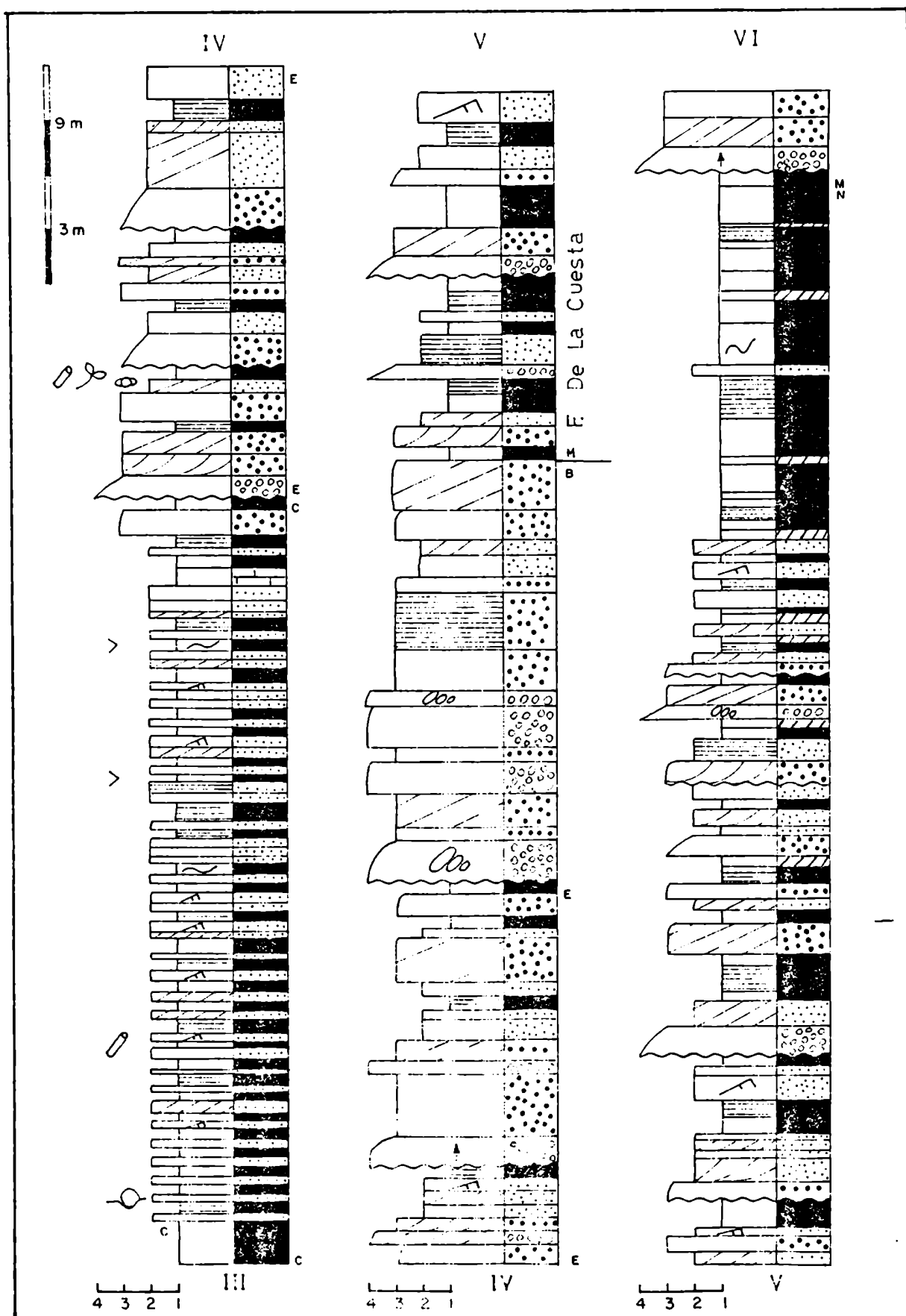


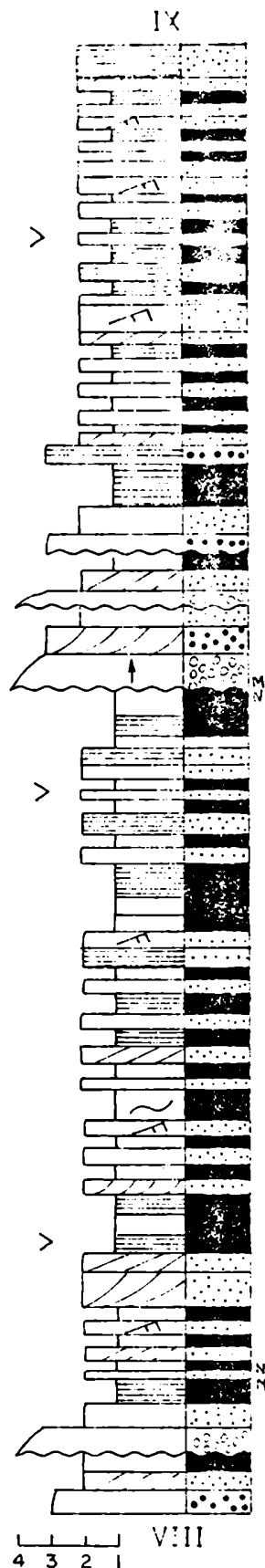
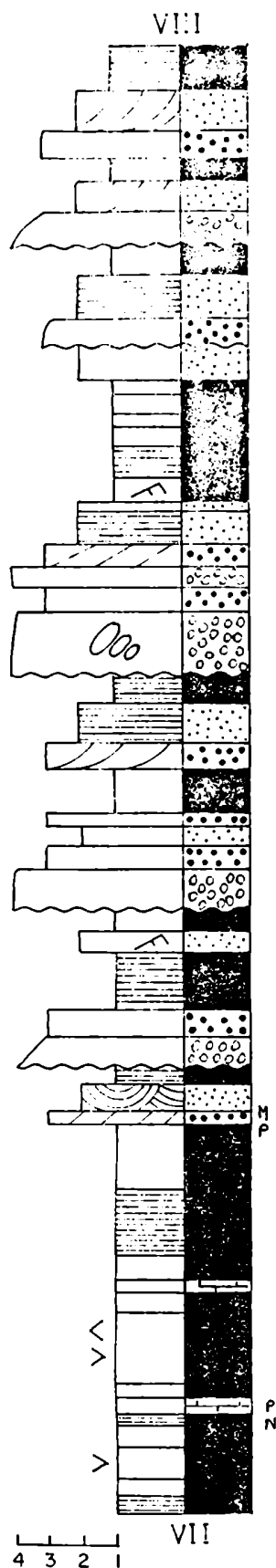
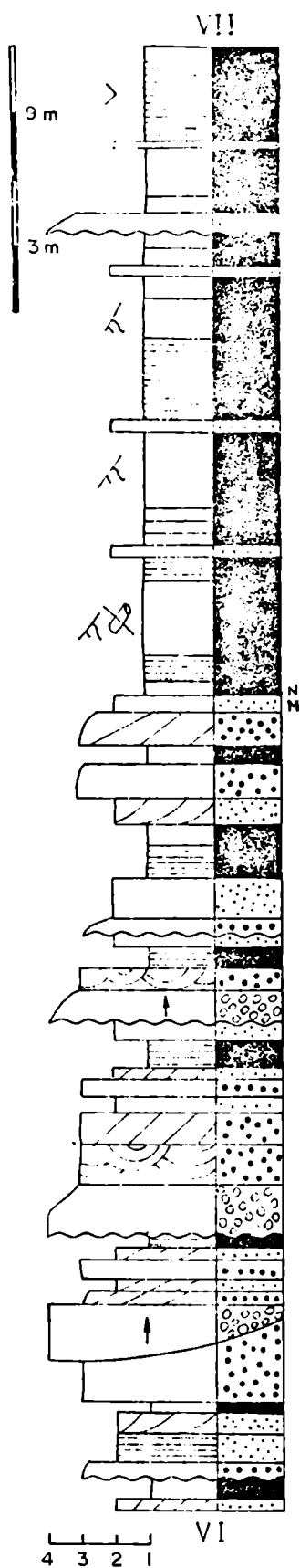


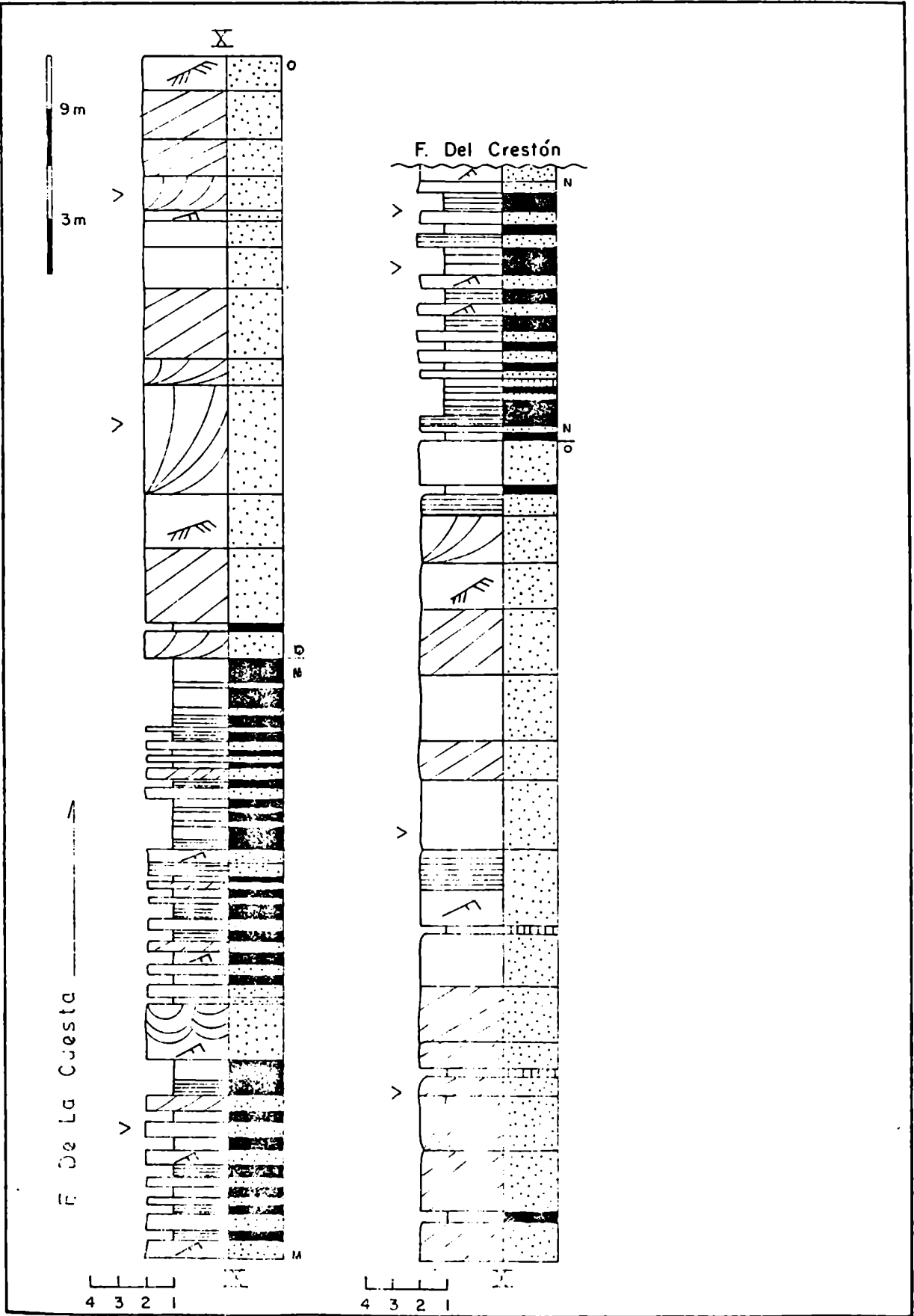


PERFIL DE CASA BLANCA

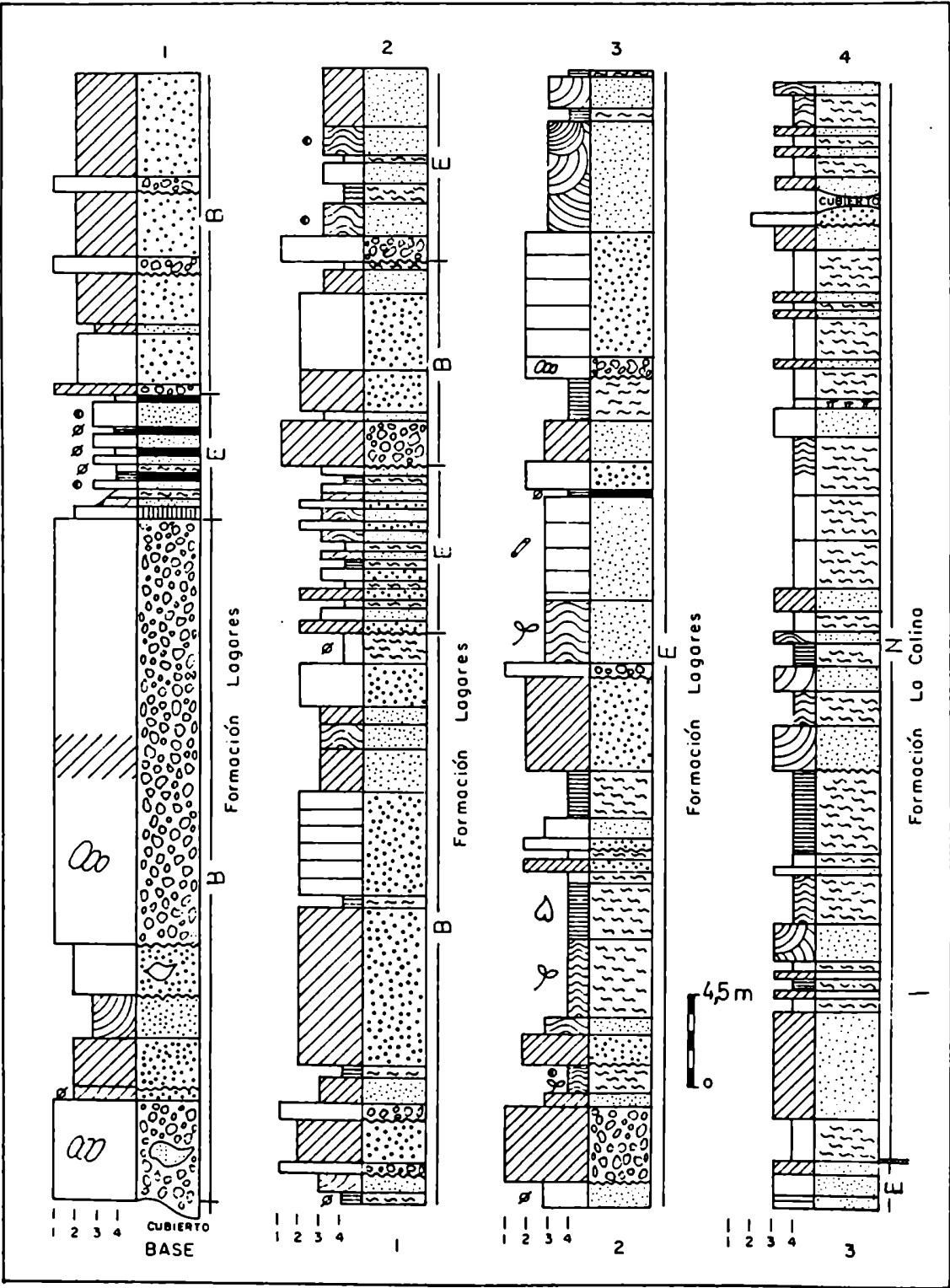


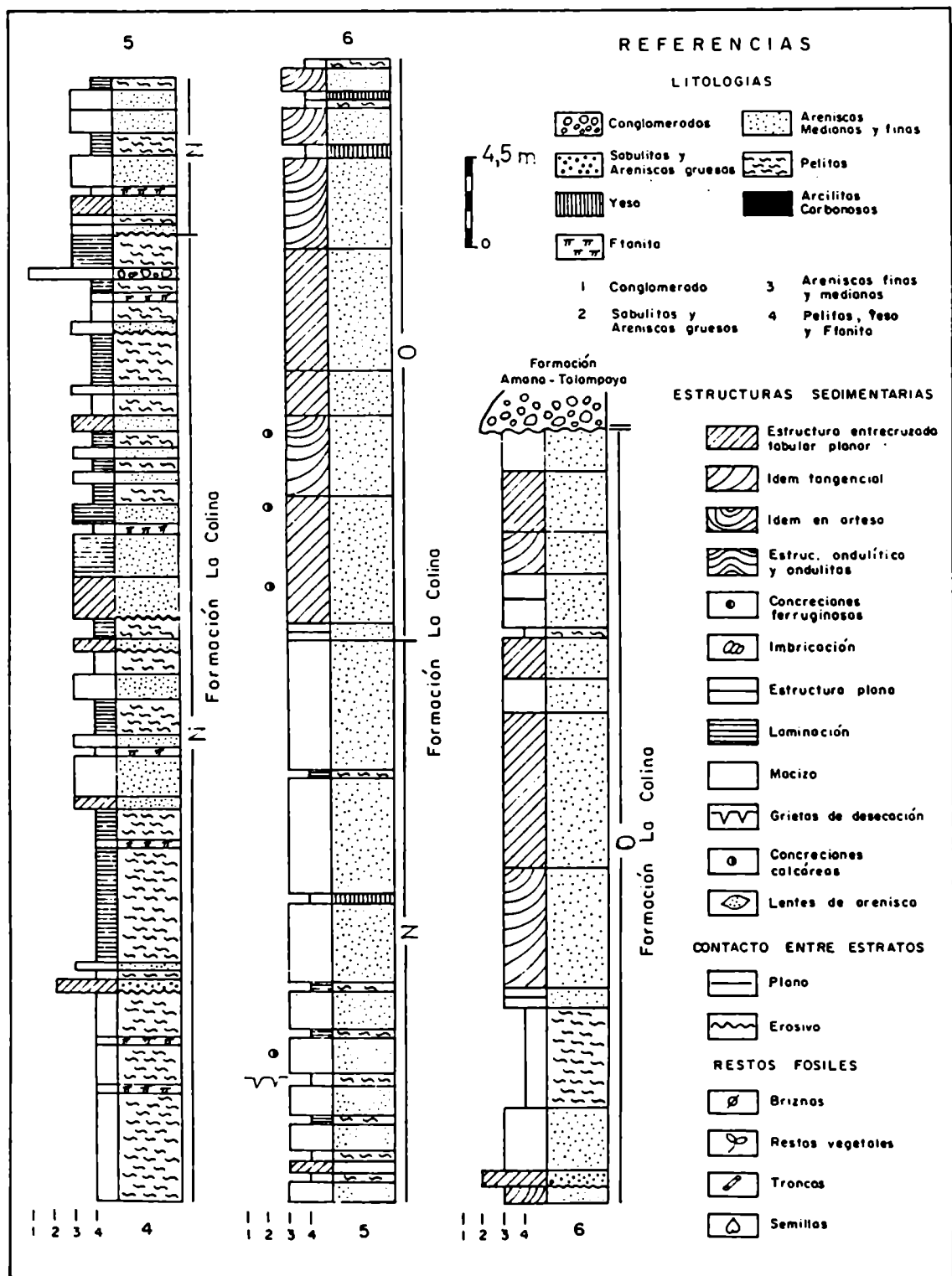






PERFIL DE LOS COLORADOS





EXPLICACION DE LAS LAMINAS

LAMINA I :

- Figura 1: Nothorhacopteris argentinica (Geinitz) Archangelsky, porción media de fronde. Procedencia: Pozo de Cortez, Formación Lagares.
- Figura 2: Idem anterior. Porción distal de fronde.
- Figura 3: Espora radial, trilete, lisa. Procedencia: Pozo de Cortez, Formación Lagares.
- Figura 4: Bumbudendron versiforme Gutierrez, Césari y Limarino, vista general de los cojinetes foliares. Procedencia: Casa Blanca, Formación Agua Colorada.

LAMINA II :

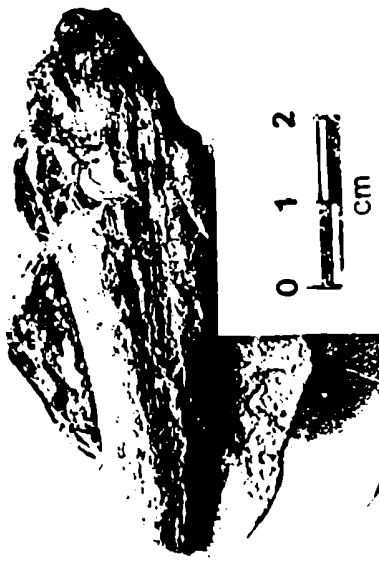
- Figura 1: Gangamopteris sp . Procedencia: Aguada de La Desabrida, Formación La Colina.
- Figura 2: Glossopteris cf. wilssoni . Procedencia: Aguada de La Desabrida, Formación La Colina.
- Figura 3: Euryphyllum witthianum Feistmantel. Procedencia: Aguada de La Desabrida, Formación La Colina.
- Figura 4: Glossopteris occidentalis White, Procedencia: Aguada de La Desabrida, Formación La Colina.



LAMINA I



LAMINA II



1



2



3



4

LISTA DE TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Ahlbrandt, T. S. (1979). Textural parameters of eolian deposits. En Mc Kee, E. (Ed.): A study of global sand seas. Geol. Survey Prof. Paper 1052: 21-52.
- Allen, J. R. (1959). The walden environment: Anglo-Paris Basin. Phil. Trans. Roy. Soc. London, 5: 283-346.
- Allen, J. R. (1964). Studies in fluviatile sedimentation: Six cyclothems from the Lower Old Red sandstone. Anglo Welsh Basin. Sedimentology, 3: 163-198.
- Allen, J. R. (1963). The classification of cross-stratified units with notes on their origin. Sedimentology 2: 93-114.
- Allen, J. R. (1965). A review of the origin and characteristics of recent alluvial sediments. Sedimentology 5: 89-191.
- Allen, J. R. (1970). Studies of fluviatile sedimentation: A comparison of fining-upwards cyclothems, with special reference to coarse-member composition and interpretation. J. Sed. Petrol. 40: 298-323.
- Allen, J. R. (1977). Physical processes of sedimentation. Am. Elsevier. 248 páginas.
- Amos, A. J. y Lopez Gamundi, O. (1978). Las rocas glaciógenas del Paleozoico superior de Argentina. Acta Geol. Lilloana, 14: 11-114.
- Amos, A. J. y Zardini, R. (1962). Geología de algunos depósitos de arcilla de La Rioja. Rev. Asoc. Geol. Argentina 17 (1-2) 47-84.
- Amstutz, Co. (1982). Geologic map of eastern Paraguay, 1:500.000

- Andreis, R. y Bossi, G.E. (1981). Algunos ciclos lacustres en la Formación Malanzán (Carbónico superior) en la región de Malanzán, Sierra de los Llanos, provincia de La Rioja. VIII Congr. Geol. Argentino, Actas IV: 639-655.
- Andreis, R., Cúneo, R. y Rolón, E. (1984). Definición formal de los "Estratos de Arroyo Totoral", Pérmico inferior, Sierra de los Llanos, provincia de La Rioja. IX Congr. Geol. Argentino. Actas V: 209-229.
- Andreis, R.; Spalletti, L. A. y Mazzoni, M.M. (1975). Estudio geológico del Subgrupo Sierra de Maz, (Paleozoico superior), Sierra de Maz, provincia de La Rioja, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argentina XXX (3): 247-273.
- Andreis, R. y Wagner, R. (1983). Estudio de abanicos aluviales en el borde norte de la Cuenca Westfaliense B de Peñarroya-Belmez (Córdoba). En Contributions to the Carboniferous Geology and Paleontology of the Iberian Peninsula. M. Lemos de Sousa, Ed.: 171-227.
- Archangelsky, S. y Cúneo, R. (1984). Zonación del Pérmico continental argentino sobre la base de sus plantas fósiles. III Congr. Latin. Paleont. Actas
- Arnald, R. (1961). Limnology, sedimentation and micro-organisms of the salton sea, California. Bull. Geol. Soc. Am. Bull 72: 427-478.
- Arrondo, O. y Petriella, B. (1979). El género Lycopodiopsis (lycopodiopsidaceae, Lepidodendrales) del Carbónico medio-Pérmico inferior de Argentina. Ameghiniana 16(1-2):111-133

- Azcuy, C. y Gutierrez, P. (1984). Miosporas seleccionadas de algunas secuencias carbónicas de Argentina. III Congr. Argentino Paleont. Bioestrat.
- Azcuy, C.; Gutierrez, P. y Barreda, V. (1982). Algunas miosporas carbónicas de la Formación Agua Colorada, provincia de La Rioja. *Ameghiniana* XIX(3-4): 289-302.
- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R. (1970). Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Rev. Asoc. Geol. Argentina* XXV(4): 405-429.
- Azcuy, C.L. y Morelli, J.R. (1970b). The Paganzo Basin. Tectonic and sedimentary characteristics of the Gondwana sequences in northwestern Argentina. *Sec. Gond. Symp. Proc. and Papers IUGS*: 241-247.
- Azcuy, C. L. y Morelli, J.R. (1979). Descripción de la Hoja Geológica económica 18e Paganzo. Dir. Nac. de Geol. y Min. Inédito.
- Azcuy, C. L.; Morelli, J.R.; Valencio, D.A. y Vilas, J.F. (1979). Estratigrafía de la comarca Amaná-Talampaya. VII Congr. Geol. Argentino, Actas I: 243-256.
- Belloso, E.S.; Bossi, G. y Jalfin, G. (1984). Depósitos fluviolacustres de la margen NE de la Cuenca pérmica de Paganzo, Formación La Antigua, La Rioja. IX Congr. Geol. Argentino. Actas V: 230-242.
- Berner, R.A. (1971). Principles of chemical sedimentology. Mc Graw-Hill, New York, 260 páginas.

- Blissenbach, E. (1952). Relation of surface angle distribution to particle size distribution on alluvial fans. *J. Sedimentology Petrol.* 22:25-28.
- Blissenbach, E. (1954). Geology of alluvial fans in semi-arid regions. *Geol. Soc. Am. Bull.* 65:175-190.
- Bluck, B.J. (1964). Sedimentation of an alluvial fan in Southern Nevada. *J. Sed. Petrol.* 34: 395-400.
- Bluck, B.J. (1967). Deposition of some Upper Old Red Sandstone. Conglomerates in the Clyde area. *Scottl. Jour. Geol.* 3: 139-197.
- Bluck, B.J. (1969) Old Red Sandstone and other Paleozoic conglomerates of Scotland. *North-Atlantic Geol. and Cont. Drift Mem.* 12 Am. Assoc. Petrol. Geol.
- Bodenbender, G. (1896). Devono y Gondwana en la República Argentina. *Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba*, 15(2-3):201-252.
- Bodenbender, G. (1911). Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y regiones limítrofes. República Argentina. *Bol. Acad. Nac. Cs. Córdoba*, 19(1): 2-211.
- Bodenbender, G. (1912). Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. Constitución geológica y productos minerales. *An. Min. Agric. Nac., Secc. Geol. Mineral. y Minería, Bs. As.* 7(3).
- Bodenbender, G. (1922). El Nevado del Famatina. *An. Min. Agric. Secc. Geol. Mineral. y Minería Bs. As.* 16(1).
- Bossi, G. y Andreis, R. (1984) Secuencias deltaicas y lacustres del

- Carbónico del centro-oeste argentino. Cong. Int. Carb. Strat. Geol. (Madrid). En prensa.
- Bouma, A. H. (1962). Sedimentology of some flysch deposits. Amsterdam, Elsevier, 168 pag.
- Brookfield, M. (1977). The origin of bounding surfaces in ancient eolian sandstones. Sedimentology 24: 303-332.
- Brookfield, M. (1980). Permian intermontane basin sedimentation in Southern Scotland. Sed. Geology 27: 167-194.
- Bull, W. B. (1962). Relations of alluvial fan size and slope to drainage basin size and lithology in western Fresno Country, California. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 450b.
- Bull, W. B. (1964). Alluvial fans and near surface subsidence in Western Fresno Country, California. U. S. Geol. Surv. Prof. Paper 437a, 1-71.
- Camino, R. (1979). Sierras Pampeanas Noroccidentales, Salta, Tucumán, Catamarca, La Rioja y San Juan. En Geología Regional Argentina. Acad. Nac. Cs. de Córdoba, Vol 1:225-291.
- Carozzi, R. (1983). Modelos deposicionales carbonáticos. Asoc. Geol. Argentina.
- Césari, S. (1984). Palinología de la Formación Tupe (paleozoico superior) Sa. de Maz, provincia de La Rioja I. Ameghiniana 21 (1): 85-102.
- Césari, S. (1985). Bioestratigrafía y aspectos paleoambientales de la Formación Tupe en el faldeo oriental de la Sierra de Maz. Tesis, inédita.

- Césari, S. y Gutierrez, R. P. (1984). Microflora de la localidad de los Mogotes Colorados (Paleozoico superior), prov. de La Rioja. Bol. Acad. Geos. Sao Paulo, Brasil. En prensa.
- Césari, S. y Limarino, C. (1985). Las megaflores de la Formación La Colina, y su significado estratigráfico, Pérmico de la provincia de La Rioja, Argentina. Bol. Late Paleoz. of South América, Proy. 211: 30 (abstract).
- Coleman, J. M. (1969). Bramhaputra River: channel processes and sedimentation. Sed. Geology 3: 129-239.
- Collinson, J. D. (1978). Deserts. En Reading, H. G. (Ed.). Sedimentary environments and facies. Blackwell Scient. Public: 80-56.
- Collinson, J. D. (1978). Lakes. En Reading, H. G. (Ed.). Sedimentary environments and facies. Blackwell Scient. Public: 61-79.
- Costello, W. y Southard J. (1981). Flume experiments on lower-flow regime bed forms in coarse sand. J. Sed. Petrol. 51 : 849-864.
- Crowell, J. (1978). Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning and climate change. Am. Jour. Sci., 278: 1345-1372.
- Guerda, A. J. y Furque, G. (1981). Depósitos carbónicos de la Pre-cordillera de San Juan. Parte I. Comarca del Cerro La Chilca (Río Francia). Rev. Asoc. Geol. Argentina XXXVI (2): 187-196.

- Cuerda, A. y Furque, G. (1984). Depósitos carbónicos de la Precor-
dillera de San Juan. Parte II, Quebrada La Deheza. Rev.
Asoc. Geol. Argentina XXXVIII (3-4): 381-391.
- Cúneo, R. y Andreis R. . (1983). Estudio de un bosque de lico-
fitas en la Formación Nueva Lubecka, Pérmico de Chubut,
Argentina. Implicancias paleoclimáticas y paleogeográfi-
cas. Ameghiniana XX (1-2): 132-140.
- Chaudri, R. y Khan, H. (1981). Textural parameters of desert sedi-
ment. Thar Desert (India). Sed. Geology 28: 43-62.
- Chukhrov, F. V. (1973). On mineralogical and geochemical criteria
in the genesis of red bed. Chemical Geology 12: 67-75.
- De Alba, E. (1954). Descripción geológica de la Hoja 16 c. Villa
Unión, provincia de La Rioja. Dir. Nac. de Geol. y Min.,
Bs. As., Bol 82.
- De Alba, E. (1979). Descripción geológica de la Hoja 16 d. Chile-
cito, La Rioja, bol. 163.
- De Alba, E. (1979 b). El Sistema del Famatina. En Geología Regio-
nal Argentina, Acad. Nac. de Cs. de Córdoba, vol I:
349-395.
- Di Paola, E. C. (1972). Características litoestratigráficas de la
Formación Lagares (Carbónico), en Paganzo-Amaná, provin-
cia de La Rioja, República Argentina. Rev. Asoc. Arg.
Min. Pet. y Sed., 3 (3-4):99-116.
- Di Paola, E. C. (1972 b). Litología de la sección media del Grupo
Paganzo en las comarcas de Paganzo-Amaná y Olta-Malanzan

- provincia de La Rioja, República Argentina. Rev. Asoc. Geol. Argentina, 27 (2): 179-187.
- Diessel, C. (1970). Paralic coal seam formation. En Galloway y Hobday Terrigenous clastic depositional systems, applications to petroleum, coal and uranium exploration. Springer Verlag 423 pag.
- Doeglas, D. J. (1962). The structure of sedimentary deposits of braided rivers. Sedimentology 1:167-190.
- Dott, J. (1964). Wacke, graywacke and matrix. What approach to immature sandstone classification. J. Sed. Petrol. 14.
- Echle, W. (1961). Mineralogische Untersuchungen and sedimentendes Steinmerge Keupers und der Roten Wand aus der Umgebung Von Gottingen. En Origen of red beds. Some unsolved problems. Problems in paleoclimatology 649.
- Elizalde, G. (1967). A contribution to the study of the Yaguari Formation. I International Symp. on the Gondwana stratigraphy and paleontology. Excursion N° 3 guidebook: 51-66.
- Embabi, N. S. (1981). Barchans of the Khargan Depression. Annals Geol. Survey of Egypt XI: 141-156.
- Espejo, I y Lopez Gamundi, O. (1984). Depósitos continentales del Paleozoico superior en el sector central de la Precordillera Sanjuanina, Prov. de San Juan. IX Cong. Geol. Argentino, Actas V: 254-273.
- Eynon, G. y Walker, D. (1974). Facies relationships in pleistocene

- cene outwash gravels, southern Ontario: a model for bar growth in braided rivers. *Sedimentology* 21: 43-70.
- Fidalgo, F. (1968). Descripción geológica de la Hoja 17 d., Catinzaco (provincia de La Rioja). Serv. Geol. Nac. inédito.
- Folk, R. L. (1960). Petrographi and origin of the Tuscarora Rose Hill, and Keefer formations, lower and middle Silurian of eastern West Virginia .J. Sed. Petrol. 30: 1-58.
- Folk, R. J. (1968). Bimodal supermature sandstones. Product of the desert floor. XXIII Intern. Geol. Congress sect 8 : 9-32.
- Folk, R. L. (1971). Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia 1. Geomorphology and grain-size relationships. *Sedimentology* 16: 5-54.
- Folk, R. L. (1978). Angularity and silica coatings of the Simpson Desert sand grains, Northern Territory, Australia. J. Sed. Petrol. 48: 611-624.
- Frakes, L.; Amos, J. y Crowell, J. (1969). Origin and stratigraphy of Late Paleozoic diamictites in Argentina and Bolivia. En :Gondwana Stratigraphy, IUGS Symposium, UNESCO, 2: 821-843.
- Franke, W. y Paul, J. (1980). Pelagic red beds in the Devonian of Germany-Deposition and diagenesis. *Sed. Geology*, 25: 231-256.

- Frenguelli, J. (1943). Acerca de la presencia de *Rhacopteris ovata* en el Paganzo I de Villa Unión, La Rioja. Rev. Mus. La Plata II sec. geol. : 11-47.
- Frenguelli, J. (1949). El perfil de La Cortadera en las faldas orientales de los cerros de Villa Unión (La Rioja). Rev. Asoc. Geol. Argentina IV 4: 299-335.
- Friedman, G. M. (1958). Determination of sieve-size distribution from thin section data for sedimentary petrological studies. J. Geol. 66:394-416.
- Friedman, G. M. (1961). Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics. J. Sed. Petrol. 31 (4): 514-529.
- Fryberger, S.; Ahlbrandt, T. y Andrews, S. (1979). Origin sedimentary features and significance of low-angle eolian "sand-sheet" deposits. Great sand Dunes National Monument and Vicinity Colorado. J. Sed. Petrol. 49 (3): 733-746.
- Furque, G. (1968). Descripción geológica de la Hoja 17 b., Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dir. Nac. Geol. y Min. Bol. 92.
- Galloway, W. y Hobday, D. (1983). Terrigenous clastic depositional systems, applications to petroleum, coal and uranium exploration. Springer-Verlag 423 pag.
- Geinitz, H. B. (1876). Ueber Rhaetische Pflanzen und Thierreste in den Argentinischen Provinzen, La Rioja, San Juan und Mendoza, en Beitrage zur Geol. Pal. der Argentinieschen Repu-

- blik. II Paleot. Theil en Paleontographica, Supp, 3,11 Cassel.
- Gentili, C. A. (1972). Descripción geológica de la Hoja 17 c., Cerro Rajado, Provincias de La Rioja y San Juan. Sec. de Minería Bol. 131.
- Glennie, K. (1970). Desert sedimentary environments. Elsevier 222 pag.
- Glennie, K. (1972). Permian Rotieglendes of Northwest Europe interpreted in light of modern desert sedimentation studies. Am. Assoc. Pet. Geol. Bulletin 56: 1048-1071.
- Gloppen, T. y Steel, R. (1981). The deposits, internal structure, and geometry in six alluvial fan delta bodies (Devonian-Norway) a study in the significance of bedding sequence in conglomerates. En Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 31: 49-69.
- Gonzalez, C. (1981). Pavimento glaciario en el Carbónico de la Pre-cordillera. Asoc. Geol. Arg. Revista XXXVI (3): 262-266.
- Gustavson, T. (1975). Sedimentation and physical limnology in proglacial Malaspina Lake southeastern Alaska. En Jopling A. y McDonald, B. eds. Glaciofluvial and glaciolacustrine sedimentation. Soc. Econ. Paleontologist Mineralogist, Spec. Pub. 23: 249-263.
- Gustavson, T. (1978). Bed forms and stratification types of modern gravel meander lobes. Nueces River, Texas. Sedimentology 25: 401-426.
- Gutierrez, P.; Césari, S. y Limarino, O. (1985). Bumbudendron versi-

forme a new lycophyte species from the Late Paleozoic of Argentina. Review of Paleobotanist and Palinology. En prensa.

Handford, C. (1982). Terrigenous clastic and evaporite sedimentation in a recent continental sabkha playa basin, Bristol Dry Lake, California. En Depositional and diagenetic spectra of evaporites. A core Workshop (Handford, C; Loucks, G; Davies, G. eds): 65-74.

Handford, C (1982 b). Sedimentology and evaporite genesis in an Holocene continental-sabkha playa basin, Bristol Dry Lake. California. Sedimentology 29: 239-253.

Hardie, L.; Smoot, J y Eugster, H. (1978). Saline lakes and their deposits: a sedimentological approach. En modern and ancient lake sediments. Matter, A. and Tucker, M. (Eds.). Spec. Pub. Int. Assoc. Sed. 2:7-41.

Harns, J.C. y Fahnestock, R.K. (1965). Stratification, bed forms, and flow phenomena (with an example from the "fó Grande). Soc. Econ. Paleont. Min. Spec. Publ. 12:84-115.

Helwig, J. (1972). Stratigraphy sedimentation, paleogeography and paleoclimates of Carboniferous ("Gondwana") and Permian of Bolivia. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 56 (6):1003-1033.

Houbolt, J. y Jonker, J.(1963). Recent sediments in the eastern part of the lake of Geneve (Lac Léman). En Reineck y Singh (1980).

Hubertz, J. y Hyde, M.G. (1982). Sheet-flow deposits of graded beds and mudstones on an alluvial sand flat-playa system. Upper

- Triassic Blomidon red beds. St. Mary's Bay, Nova Scotia. Jour. Sed. Petrol. 52:457-474.
- Hubertz, J. y Mertz, K.A. (1980). Eolian dune field of Late Triassic age, Fund. Basin, Nova Scotia. Geology 8:516-519.
- Hunter, R. (1977). Basic types of stratification in small eolian dunes. Sedimentology 24:361-387.
- Hunter, R. (1981) Stratification styles in eolian sandstones: some Pennsylvanian to Jurassic examples from the Western interior USA. En Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ. 31: 315-329.
- Jackson, L. (1976). Depositional model of point bars in the lower Wash River. Jour. Sediment. Petrol. 46:579-594.
- Jackson, L. (1978). Preliminary evaluation of lithofacies models for meandering alluvial streams. En A. Miall (Ed.) Fluvial Sedimentology. Can. Soc. Petr. Geol. 5:543-576.
- Jacob, A. (1973). Depositional environments of Paleocene Tonque River Formation, western north Dakota. Am. Assoc. Petr. Geol. Bull. 57(6):1038-1052.
- Jopling, A.V. y Walker, R.G. (1968). Morphology and origin of ripple-drift cross lamination, with examples from the Pleistocene of Massachusetts. Jour. Sediment. Petrol. 38:971-984.
- Keidel, J. (1922). Sobre la distribución de los depósitos glaciales del Pérmico conocidos en la Argentina y su significación para la estratigrafía de la serie del Gondwana y la paleogeografía del hemisferio austral. Bol. Acad. Nac. Cs. Cór-

doba, 25(2): 195-305.

Kokogian, D.A. (1980). Estratigrafía y tectónica del valle del Río de la Desabrida al NO de Amaná, provincia de La Rioja. Trab. Final Licenc. Inédito.

Kokureck G. y Dott, R. (1981). Distinction and use of stratification types in the interpretation of eolian sand. Jour. Sediment. Petrol. 51:579-595.

Krumbein, W. y Dacey, M. (1969). Markov Chain and embedded markov chain in geology. Math. Geol., 1:79-96,

Krynine, P.D. (1949). The origin of red beds. NY Acad. Sci. Trans., Ser. II 2(11):60-66.

Krynine, P.D. (1950). Petrology, stratigraphy and origin of the Triassic sedimentary rocks of Connecticut. Conn. Geol. Nat. Hist. Surv. Bull. 73.

Kumar, S. y Singh, I. (1978). Sedimentological study of Gomti River sediments, Uttar Pradesh, India. Example of a river in a alluvial plain. En Reineck y Singh (1980).

Kurtz, F. (1921). Atlas de las plantas fósiles de la República Argentina. Acta Acad. Nac. de Cs. de Córdoba, 7:129-153. —

Limarino, C.O. (1983). Estudios de las rocas clásticas y eruptivas vinculadas a la Cuenca Paganzo. Informe final, CONICET (inédito).

Limarino, C.O. (1984). Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico superior) provincia de La Rioja. Rev. Asoc. Geol. Arg. XXXIX (1-2):58-67.

- Limarino, C.O. y Césari, S.N. (1984). Primer registro paleoflorístico de la Formación La Colina (Paleozoico superior) República Argentina. Bol. Acad. Geoc. Sao Paulo, Brasil.
- Limarino, C.O.; Gutierrez, P.R. y Césari, S.N. (1984). Facies lacustre de la Formación Agua Colorada (Paleozoico superior), aspectos sedimentológicos y contenido paleoflorístico. IX Congr. Geol. Argentino, Actas V:324-341.
- Limarino, C.O. y Morelli, J.R. (1982). Rasgos sedimentológicos de la Formación Lagares en la comarca Aguada de La Desabrida-Pozo de Cortez (provincia de La Rioja). Proy. Paleoz. Sup. de Amér. del Sur y sus límites. Bol. Nº5. Montevideo.
- Limarino, C.O. y Spalletti, L.A. (1985). Eolian and lacustrine Permian deposits in west and northwest Argentina. En Prensa.
- Limarino, C.O.; Sessarego, H.; López Gamundi, O.; Césari, S. y Gutierrez, P.R. (1985). Consideraciones estratigráficas y paleoambientales de las formaciones Ojo de Agua y Vallecito, aflorantes en la Cuesta de Huaco, provincia de San Juan. Argentina. Proy. Nº211, Late Paleozoic of South America, Res. :32-34. Bariloche.
- López Gamundi, O.R. (1983). Modelo de sedimentación glacimarina para la Formación Hoyada Verde, Paleozoico superior de la provincia de San Juan. Rev. Asoc. Geol. Argentina XXXVIII (1): 60-72.
- López Gamundi, O.R. y Limarino, C.O. (1985). Facies de abanico submarino en el Grupo Tepuel (Paleozoico superior) provincia del Chubut. Rev. Asoc. Geol. Argentina. XXXIX (3-4):251-261.

- Mader, D. (1982). Eolian sands in continental red beds of the Middle Buntsanstein (Lower Triassic) at the western margin of the German Basin. *Sed. Geology* 31: 191-230.
- Mader, D. (1983). Evolution of fluvial sedimentation in the Buntsanstein (lower Triassic) of the Eifel (Germany). *Sed. Geology*, 37: 1-84.
- Mc Bride, E. F. (1974). Significance of color in red, green, purple, olive, brown and gray beds of Difunta Group Northeastern México. *J. Sed. Petrol.* 44:760-773.
- Mc Gowen, J., y Garner, L. E. (1970). Physiographic features and stratification types of coarse grained point bars: modern and ancient examples. *Sedimentology* 14: 77-111.
- Mc Kee, E. D. (1965). Experiments on ripple lamination. En Middleton, G. V. (ed). *Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation*. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Pub. 13: 66-83.
- Mc Kee, E. D. (1979). A study of global sand seas. *Geol. Survey Prof. Paper* 1052.
- Mc Kee, E. D. y Bigarella, (1979). Ancient sandstones considered to be eolian. En Mc Kee E. D. (ed). *A study of global sand seas*. *Geol. Survey Prof. Paper* 1052.
- Mc Pherson, G (1980). Genesis of variegated redbeds in the fluvial Aztec siltstones (Late Devonian), Southern Victoria Land Antarctica. *Sed. Geology* 27 (2): 119-142.

- Medeiros, R.; Schaller, H. y Friedman, G. (1971). Fácies sedimentares. Análise e criterios para o reconhecimento de ambientes deposicionais. PetroBras-CENPES.
- Menendez, C. A. (1965). Contenido palinológico en sedimentos con "Rha-copteris ovata" (Mc Coy) Walk de la Sierra de Famatina, La Rioja. Rev. Mus. Arg. Cienc. Nat. "B. Rivadavia". Paleontología, 1 (3): 45-80.
- Menendez, C. A. y Gonzalez Amicón, O. R. (1979). Nuevos elementos de la microflora carbónica de "Las Pircas" (Formación Agua Colorada), Sierra de Famatina, La Rioja. Ameghiniana XVI (1,2): 65-79.
- Mendes, J. C. (1967). The Passa Dois Group (The Brazilian portion of the Paraná Basin). En Bigarella, Becker e Pinto (eds), Probl. in Braz. Gondwana Geol. XLI-LXII: 119-166.
- Miall, A. D. (1977). A review of the Braided-river depositional environments. Earth Sci. Rev. 13: 1-62.
- Moiola, R. y Weiser, D. (1968). Textural parameters. An evaluation J. Sed. Petrol. 38: 45-53.
- Morelli, J.; Limarino, C.; Césari, S. y Azcuy, C. (1984). Características litoestratigráficas y paleontológicas de la Formación Lagares en los alrededores de Mina Margarita, Prov. de La Rioja. IX Cong. Geol. Argentino; Actas IV: 337-347.
- Morelli, J.; Azcuy, C.; Hunicken, M.; Limarino, C. y Pensa, V. (1985). Los depósitos neopaleozoicos de Los Mogotes Colorados (Provincia de La Rioja). Estratigrafía y ambiente de sedimentación. Bol. Late Paleozoic of South America, Proy. 211 abs-

tract 42.

- Nanson, G. C. (1980). Point bar and flood plain formation of the meandering Beaton River, northeastern British Columbia Canada. *Sedimentology* 27: 3-29.
- Ortiz, A. y Zambrano, J. (1981). La provincia geológica Precordillera oriental VIII Cong. Geol. Argentino. *Actas III*: 59-74.
- Palmieri, J. y Velazquez, J. (1982). Geología del Paraguay. *Serv. Cien. Nat. Edic. NAPA* 65 pag.
- Parker, G. (1974). Contactos discordantes entre los Pisos I y II de los Estratos de Paganzo. *Rev. Asoc. Geol. Argentina XXIX* (1): 23-29.
- Paul, G. y Franke, W. (1977). Sedimentologie einer transgression: die Röt/ Muschelkalk-Grenze bei Göttingen. En Franke y Paul (1980) *Sed. Geology* 25: 231-256.
- Peterson, M. N. (1961). Expandable chloritic clay minerals from Upper Mississippian carbonate rocks of the Cumberland Plateau of Tennessee. *Am. Min.* 46: 1245-1269.
- Petri, S. y Coimbra, A. (1982). Estruturas sedimentares das Formacoes Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuicao para elocidacao dos seus paleoambientes geradores, Brazil. V Congr. Latinoam. de Geol., *Actas II*: 353-371.
- Pharo, C.H. y Carmack, E.C. (1979) Sedimentation processes in a short residence-time intermontane lake, Kanloops lake, British Columbia. *Sedimentology* 26:523-541.
- Picard, M. y High, L. R. (1981) Physical stratigraphy of ancient

- lacustrine deposits. En Ancient lacustrine deposits. Soc. Econ. Pal. Min. Spec. Publ. 31:233-259.
- Poole, F. (1962). Wind directions in Late Paleozoic time in Colorado Plateau. Geol. Survey Prof. Paper 450:147-151.
- Powers, M. (1953). A new roundness scale for sedimentary particles. J. Sed. Petrol. 23: 117-119.
- Pye, K. (1981). Negatively skewed eolian sands from a humid tropical coastal dune field, Northern Australia. Sed. Geology 31 : 249-266.
- Raymond, P. (1972). The significance of red color in sediments. Am. J. Sci., 13:234-251.
- Reeves, G. (1968). Introduction to paleolimnology. Developments in sedimentology, 11: 228 pag.
- Reineck, H. E. y Singh, I (1980). Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. Springer, 549 pag.
- Renton, J. y Cecil, C. (1979). the origin of mineral matter, en coal. En A. Donalson, Presley M. and Renton J. (eds) carboniferous and guidebook, Vol I: 206-223.
- Rubin, D. y Hunter, R. (1982). Bed form climbing in theory and nature. Sedimentology 29: 121-138.
- Salfity, J. A. y Gorustovich, S. (1981). Paleogeografía del Carbónico en la Cuenca de Paganzo, República Argentina. Acta Geol. Milloana XV (3):23-26.
- Salfity, J. A. y Gorustovich, S. (1984). Paleogeografía de la cuenca

- del Grupo Paganze (Paleozoico superior). Rev. Asoc. Geol. Argentina XXXVIII (3-4): 437-453.
- Schluger, P. (1973). Stratigraphy and sedimentary environments of the Devonian Perry Formation, New Brunswick, Canada and Maine USA. Geol. Soc. Am. Bull. 84 (8): 2533-2548.
- Schumm, S. A. (1968). Speculations concerning paleohydrologic controls of terrestrial sedimentation. Geol. Soc. Am. Bull, 79: 1573-1588.
- Schumm, S. A. (1981). Evolution and response of the fluvial systems, sedimentological implications. En Ethridge F. y R. Flores (eds). Recent and ancient nonmarine depositional environments model for exploration. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Pub. 31: 19-29.
- Selley, R. (1972). Diagnosis of marine and non marine environments from the Cambro-Ordovician sandstones of Jordan. J. Geol. Soc. 128, 2: 135-150.
- Simons, D. y Richardson, E. (1966). Resistance to flow in alluvial channels. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 422j, 61 pag.
- Singh, I. B. (1972). On the bedding in the natural-levee and the point bar deposits of the Gomti River, Uttar Pradesh, India, Sediment. Geology 7: 309-317.
- Smith, N. D. (1971). Pseudo-planar stratification produced by very low amplitude sand waves. J. Sed. Petrol. 41: 69-73.
- Smith, N. D. (1973). Aggradation of the Alexandra-North Saskatchewan River, Banff Park Alberta. IV Geomorph. Symp.:201-219.
- Spalletti, L. A. (1973). Estudio granulométrico estadístico de las sedimentitas de la Formación Wandacol (Carbónico) en la

- Sierra de Maz. Rev. Mus. La Plata (n. s.) Sec. geol. 9:9-23.
- Spalletti, L. A. (1979). Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja. Acad. Nac. de Cs. de Córdoba, Bol. 53 (1-2): 167-202.
- Spalletti, L. A. (1980). Paleoambientes sedimentarios en secuencias silicoclásticas. Asoc. geol. Argentina. serie N°8, 175 pag.
- Spalletti, L. A. (1981). Facies sedimentarias de la Formación Nirihuau en la región de San Carlos de Bariloche, Provincia de Río Negro. Rev. Asoc. geol. Argentina XXXVI (3):286-311.
- Spalletti, L. A. y Mazzoni, M. (1975). Nuevo ordenamiento y significado de psefitas intraformacionales. Asoc. Min. Pet. Revista 6 (1-2): 1-10.
- Spencer, D. W. (1964). The interpretation of grain size distribution curves of clastic sediments. J. Sed. Petrol. 33:180-190.
- Steel, R. J. (1974). New Red Sandstone floodplain and piedmont sedimentation in the Hebridean province, Scotland. J. Sed. Petrol. 44: 336-357.
- Stelzner, A. (1872). Briefliche Mittheilung über seine Reise in den Provinzen Tucuman, Catamarca und La Rioja, en Neues Jahrbuch f. Min. Geol. und Pal. 630.
- Sturm, M. y Matter, A. (1978). Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland). Deposition of clastic detritus by density currents. En Reineck y Singh, Depositional sedimentary Environments.

- Stokes, W. L. (1968). Multiple parallel-truncation bedding planes. A feature of wind deposited sandstones formations. J. Sed. Petrol. 38: 510-515.
- Szigeti, G. E. y Fox, J. E. (1981). Unkapa sandstone (Jurassic) Black Hills south Dakota: An eolian facies of the Morrison Formation. S.E.P.M. Spec. Pub. 31: 331-349.
- Tanner, W. F. (1967). Ripple mark indices and their uses. Sedimentology 9:89-104.
- Taira, A. y Scholle, P. (1979). Origin of bimodal sands in some modern environments. J. Sed. Petrol. 49 (3): 777-786.
- Teruggi, M.; Andreis, R.; Iñiguez, A.; Abait, J.; Mazzoni, M. y Spalletti, L (1969). Sedimentology of the Paganzo Beds at Cerro Guandacol province of La Rioja. Gond. Strat. IUGS Symp. 2 857-880.
- Thompson, R. y Mitchell, J. (1972). Paleomagnetic and radiometric evidence for the age of the lower boundary of the Kiaman magnetic interval in South America. Geophys. J. R. Astr. Soc. 27:207-214.
- Tucker, M. E. y Burchette, T. P. (1977). Triassic dinosaur footprints from South Wales. Paleog. Paleoclim. Paleoecol. 22: 195-208.
- Turner, J. C. M. (1960). Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Famatina y adyacencias (La Rioja). Bol. Acad. Nac. de Cs. de Córdoba 42: 77-126.
- Turner, J. C. M. (1962). Estratigrafía del tramo medio de la Sierra del Velazco y región al oeste (la Rioja). Bol. Acad. Nac.

Cs. de Córdoba 43:5-54.

Turner, J. C. M. (1964). Descripción geológica de la Hoja 15c Vinchina (provincia de La Rioja). Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol. 100.

Turner, J. C. M. (1971). Descripción geológica de la Hoja 15d Famatina (provincia de La Rioja) Dir. Nac. de Geol. y Min. Bol. 126.

Turner, J. P. (1974). Origin of red beds in the Ringerike Group (Silurian) of Norway. Sed. Geology 12: 215-235.

Valencio, D. (1972). Intercontinental correlation of the Late Paleozoic South America rocks on the basis of their magnetic remenences. Anais. Acad. Bras. Cienc. 44 supl. 357-364.

Valencio, D.; Vilas, J y Mendiá, J. (1977). Paleomagnetism of a sequence of red beds of the middle and upper sections of Paganzo Group (Argentina) and the correletion of Upper Paleozoic-Lower Mesozoic rocks. Geophys. J. P. Astr. Soc.

Van Houten, F. (1963). Origin of red beds. Some unsolved problems. En Problems in paleoclimatology: 647-658.

Van Houten, F. (1973). Origin of red beds: a review 1961-1972. Ann. Rev. Earth Planet Sci, 1:39-61.

Vazquez, J. R.; Gorroño, R.A. e Ivorra, J. (1982). El Paleozoico superior en las provincias de San Juan y La Rioja. Assoc. Geol. Arg. Revista XXXVI (1):89-98.

Visher, G. S. (1965). Use of vertical profile in environmental reconstruction. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol. 49:41-61.

- Visner, G. S. (1969). Grain size distribution and depositional processes. *J. Sed. Petrol.* 39: 1074-1106.
- Walker, R. G. (1963). Distinctive types of ripple-drift cross-lamination. *Sedimentology* 2: 173-188.
- Walker, T. R. (1967). Formations of red beds in modern and ancient deposits. *Geol. Soc. Am. Bull.* 78 (3): 353-368.
- Walker, T. R. (1974). Formation of red beds in moist tropical climates: a hypothesis. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 85: 633-638.
- Walker, T. R. (1979). Red color in dune sand. En Mc Kee E.D. (ed). A study of global sand seas. *Geol. Survey Prof. Paper* 1052 61-82.
- Walker, T. R. y Harms, J. C. (1972). Eolian origin of flagstone beds Lyon Sandstones (Permian), Type area, Boulder Country, Colorado I. Environments of sandstones, carbonate and evaporite deposition. *Mtn Geologist* 9 (2,3) 279-288.
- Walker, T. R.; Ribbe, P. y Honea, R. (1967). Geochemistry of hornblende alteration in Pliocene red beds, Baja California, México *Geol. Soc. Am. Bull.* 78: 1055-1060.
- Wentworth, C. K. (1936). An analysis of the shapes of glacial cobbles. *J. Sed. Petrol.* 6:85-96.
- Williams, P. y Roust, B. R. (1969). The sedimentology of a braided river. *J. Sed. Petrol.* 39: 649-679.
- Wilson, M. J. (1971). Clay minerals of the Old Red Sandstone. (Devonian) of Scotland. *J. Sed. Petrol.* 41:995-1007.